

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **DETERMINACIÓN DE REGISTROS PSEUDO SÓNICOS A PARTIR DE REGISTROS DE RESISTIVIDAD EN LOS CAMPOS BARÚA, MOTATÁN Y TOMOPORO.**

Presentado Ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar el Título  
de Ingeniero Geofísico

Por el Br. Urbina Peñaloza, Eros Rainiero

Caracas, 2001

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **DETERMINACIÓN DE REGISTROS PSEUDO SÓNICOS A PARTIR DE REGISTROS DE RESISTIVIDAD EN LOS CAMPOS BARÚA, MOTATÁN Y TOMOPORO.**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Oswaldo Salazar

TUTORES INDUSTRIALES: Ing. Félix Díaz

Lic. María Coronado

Presentado Ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar el Título  
de Ingeniero Geofísico

Por el Br. Urbina Peñaloza, Eros Rainiero

Caracas, 2001

**DEDICATORIA:**

A DIOS Y AL NAZARENO BENDITO

A MI MADRE MARITZA PEÑALOZA

A MI PADRE RAMÓN URBINA

A MIS HERMANOS MIROSLAVA Y ROOSMEL

A MI NOVIA JENNIFER BUDJAK

A MIS SOBRINOS ROSMARUTH Y GAUDYS

## **AGRADECIMIENTOS:**

A la Universidad Central de Venezuela, por la educación y por todos aquellos conocimientos aprendidos; no sólo para mi formación como profesional sino también para mi formación integral como persona.

A PDVSA E&P por financiar y aportar la información necesaria para llevar a cabo este Trabajo Especial de Grado.

A la Unidad de Estudios Integrados Tierra Este Liviano Barúa-Motatán-Tomoporo por todo su apoyo y colaboración prestada durante la realización de este Trabajo Especial de Grado.

A mis Tutores Industriales en PDVSA E&P Ingeniero Félix Díaz y Lic. María Coronado, no sólo por haber creído en mi al darme la oportunidad de trabajar en la ejecución de este Proyecto, sino también por la asesoría, apoyo y cooperación a lo largo de los once meses de elaboración del mismo.

A mi Tutor Académico Profesor Oswaldo Salazar, de la Universidad Central de Venezuela, por el apoyo y la colaboración prestada durante la realización de este Trabajo Especial de Grado.



**Urbina P. Eros R.**

**DETERMINACIÓN DE REGISTROS PSEUDO SÓNICOS A PARTIR DE  
REGISTROS DE RESISTIVIDAD EN LOS CAMPOS BARÚA,  
MOTATÁN Y TOMOPORO.**

**Tutor Académico: Prof. Oswaldo Salazar. Tutores Industriales: Ing. Felix Díaz y Lic. María Coronado. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2001, N° pág. 153.**

**Palabras Claves: Registro pseudo sónico, registro de resistividad, Faust, impedancia acústica, collocated co-kriging.**

**Resumen.**

Debido a la escasez de registros sónicos y a la importancia de los mismos en la interpretación estructural de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, ubicados al Sur de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, se decidió desarrollar una metodología que permita obtener registros *pseudo-sónicos* confiables en todos aquellos pozos que no poseen dicho perfil.

Existen diversos métodos para transformar, a través de ecuaciones lineales o no lineales, registros de resistividad en *pseudo-sónicos*. Faust (1953), relacionó velocidad y resistividad a través de una ecuación empírica, analizando los datos de 500 pozos referidos a aproximadamente un millón de pies de secciones de areniscas y lutitas.

Debido a la analogía que existe entre la litología analizada por Faust y la presente en el área de estudio (secuencia alterna de areniscas y lutitas), y a la cantidad de registros de

resistividad disponibles, se utilizó la ecuación de Faust como punto de partida para la obtención de registros *pseudo-sónicos* considerando la variabilidad espacial de los parámetros que Faust asumió constante en su ecuación.

Comparando los registros *pseudo-sónicos* obtenidos con los sónicos reales presentes en algunos pozos del área de estudio, se determinó que la metodología empleada en este trabajo permite obtener registros *pseudo-sónicos* con mayor confiabilidad y representatividad que los obtenidos mediante la ecuación de Faust, ya que en la ecuación utilizada los parámetros varían según las condiciones estructurales y litológicas del área de estudio, lo cual es más representativo que utilizar un valor constante para cada parámetro tal y como se considera en la ecuación de Faust. Esto permitió calcular registros *pseudo-sónicos* en 75 pozos ubicados en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, logrando incrementar la cantidad de información disponible y elaborar mapas determinísticos de Impedancia Acústica en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del Campo Barúa.

A fin de mejorar la calidad de estos mapas, se integró datos de pozos con datos sísmicos mediante la técnica geoestadística "*Collocated Co-Kriging*", lo cual permitió realizar una estimación de Impedancia Acústica en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del campo Barúa, cuya variabilidad espacial se ajustó a la componente geológica del Campo.

## INDICE

Contenido	Pagina:
<b>Portada</b>	i
<b>Dedicatoria</b>	ii
<b>Agradecimientos</b>	iii
<b>Resumen</b>	iv
<b>Indice</b>	v
<b>Lista de Figuras</b>	vi
<b>Lista de Tablas</b>	vii
<b>1. CAPÍTULO I: Introducción</b>	
1.1 Generalidades	1
1.2 Ubicación del Area de Estudio	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1 General	3
1.3.2 Específicos	3
1.4 Información Disponible.	4
1.5 Programas y equipos utilizados	4
1.6 Metodología	5
<b>2. CAPÍTULO II: Marco Geológico</b>	
2.1 Geología Regional	8
2.1.1 Origen y Evolución Tectónica	8
2.1.2 Geología Estructural	11
2.1.2 Estratigrafía	12
2.2 Geología Local	19
2.2.1 Geología Estructural	19
2.2.2 Estratigrafía	23
2.2.3 Caracterización Sedimentológica	29
<b>3. CAPÍTULO III: Elaboración de registros <i>pseudo-sónicos</i></b>	
3.1 Generalidades	35
3.2 Antecedentes Teóricos	35

Contenido	Página:
3.3 Metodología	39
3.4 Resultados	48
3.5 Análisis de Resultados	54
<b>4. CAPÍTULO IV: Estimación de Impedancia Acústica</b>	
4.1 Generalidades	59
4.2 Consideraciones Teóricas	59
4.3 Metodología	75
4.4 Resultados	84
4.5 Análisis de Resultados	88
<b>Conclusiones y Recomendaciones</b>	91
<b>Bibliografía</b>	93
<b>Anexo 1</b>	96
<b>Anexo 2</b>	123
<b>Anexo 3</b>	137
<b>Apéndice</b>	141

## LISTA DE FIGURAS

Figuras N°:		Página:
1.1.	Ubicación relativa de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo	2
1.2.	Ubicación de pozos con registros sísmicos y de resistividad en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo	5
2.1.	Mapa de ubicación del sistema regional de fallas en la Cuenca del Lago de Maracaibo	11
2.2.	Correlación entre unidades y secuencias estratigráficas en la Cuenca del Lago de Maracaibo.	12
2.3.	Mapa estructural de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo	20
2.4.	Columna estratigráfica del campo Barúa	24
2.5.	Sección estratigráfica del campo Barúa	24
2.6.	Columna estratigráfica del campo Motatán Domo Sur	25
2.7.	Sección estratigráfica del campo Motatán Domo Sur	25
2.8.	Columna estratigráfica del campo Motatán Domo Norte	26
2.9.	Sección estratigráfica del campo Motatán Domo Norte	26
2.10.	Interpretación de horizontes sísmicos en los topes de las arenas basales de las formaciones Paují y Misoa	27
2.11.	Columna estratigráfica del campo Tomoporo	28
2.12.	Sección estratigráfica del campo Tomoporo	29
2.13.	Sistema depositacional de barras	30
2.14.	Morfología de la paleocosta donde se desarrollan los sistemas de barras litorales	30
3.1.	Gráfico del $\ln (I)$ versus $\ln (Z \times R)$ para una sección de areniscas y lutitas del pozo MGB-17 en el campo Barúa según caso 1	41

Figuras N°:	Página:
3.2. Gráfico del $\ln (I)$ versus $\ln (Z \times R)$ para una sección de areniscas y lutitas del pozo MGB-17 del campo Barúa según caso 2	42
3.3. Comparación de registros <i>pseudo-sónicos</i> con el sónico real del pozo MGB-17 del campo Barúa	44
3.4. Integración de registros <i>pseudo-sónicos</i> y sónico real del pozo MGB-17 del campo Barúa	44
3.5. Deriva de registros <i>pseudo-sónicos</i> en el pozo MGB-17 del campo Barúa	45
3.6. Comparación gráfica entre DT y DT_1 del pozo MGB-17 del campo Barúa	46
3.7. Comparación entre la distribución de los del DT y DT_1 del pozo MGB-17 del campo Barúa	47
3.8. Sismogramas sintéticos generados a partir de los registros sónico (DT) y <i>pseudo-sónico</i> (DT_1) en el pozo MGB-17 del campo Barúa	47
3.9. Mapa del parámetro $a$	49
3.10. Mapa del parámetro $m$	50
3.11. Comparación de registros <i>pseudo-sónicos</i> (DT_1 y DT_F) con sónico real DT en el pozo MOT-25B del campo Motatán	52
3.12. Comparación de registros <i>pseudo-sónicos</i> (DT_1 y DT_F) con sónico real DT en el pozo MGB-44 del campo Barúa.	53
3.13. Mapas de distribución de facies de las arenas A-9a y A-10a de la Formación Paují, B-0a y B-1a de la formación Misoa del Campo Barúa	55
3.14. Mapa de atributo sísmico Fase Instantánea de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa	56
3.15. Mapa de atributo sísmico Perigram de la arena A-10 Formación Paují Campo Barúa	56

Figuras N°:		Página:
3.16.	Mapa de velocidad interválica para las lutitas de la Formación Paují	57
3.17.	Mapa de velocidad interválica para las arenas de la Formación Paují	57
4.1.	Semi-variograma modelo Esférico	61
4.2.	Modelos de semi-variogramas más comunes	63
4.3.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-9, obtenido a partir de los registros sínicos y densidad de 4 pozos	76
4.4.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-10, obtenido a partir de los registros sínicos y densidad de 4 pozos	77
4.5.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-9, obtenido a partir de los registros sínicos, <i>pseudo-sínicos</i> y densidad de 18 pozos	78
4.6.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-10, obtenido a partir de los registros sínicos, <i>pseudo-sínicos</i> y densidad de 22 pozos	79
4.7.	Gráfico cruzado entre impedancia acústica y el atributo sísmico de mejor correlación " <i>Respuesta de Frecuencia</i> "	80
4.8.	Gráfico cruzado entre impedancia acústica y el atributo sísmico de mejor correlación " <i>Factor Q</i> "	81
4.9.	Variograma Exponencial obtenido para los datos del atributo sísmico " <i>Respuesta de Frecuencia</i> " de la arena A-9	82
4.10.	Variograma Exponencial obtenido para los datos del atributo sísmico " <i>Factor Q</i> " de la arena A-10	82
4.11.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-9 después de aplicar " <i>Collocated Co-Kriging</i> "	85
4.12.	Mapa de impedancia acústica de la arena A-10 después de aplicar " <i>Collocated Co-Kriging</i> "	86
4.13.	Mapa de atributo sísmico <i>Respuesta de Frecuencia</i> de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa	87

Figuras N°:		Página:
4.14.	Mapa de atributo sísmico Respuesta de Frecuencia de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa	87
4.15.	Mapa de distribución de facies de las subunidades A-9a y A-9b que conforman la arena A-9 de la Formación Paují del campo Barúa	89
4.16.	Mapa de distribución de facies de las subunidades A-10a,A-10b y A-10c que conforman la arena A-9 de la Formación Paují del campo Barúa	89



## LISTA DE TABLAS

Tablas:		Página:
1.1.	Inventario de pozos con registros sónicos de resistividad	4
3.1.	Valores de $a$ y $m$ obtenidos en los casos 1 y 2, error RMS, y deriva para cada <i>pseudo-sónico</i>	45
3.2.	Valores de los parámetros $a$ y $m$ asignados a 40 pozos sin registros del campo Motatán	51
3.3.	Valores de los parámetros $a$ y $m$ asignados a 33 pozos sin registros del campo Barúa	51
3.4.	Valores de los parámetros $a$ y $m$ asignados a 2 pozos sin registros del campo Tomoporo	51
3.5.	Comparación de error RMS y deriva máxima entre los registros <i>pseudo-sónicos</i> DT_1 y DT_F	58
4.1.	Características de los variogramas obtenidos para los atributos sísmicos “ <i>Respuesta de Frecuencia</i> ” y “ <i>Factor Q</i> ”	83

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. GENERALIDADES

Uno de los objetivos primordiales de la Geofísica en la industria petrolera es identificar las estructuras presentes en el subsuelo que puedan contener hidrocarburos. Los métodos sísmicos constituyen uno de los métodos geofísicos más usados, siendo el método sísmico de reflexión uno de los más importantes, debido a que este provee una imagen aproximada del subsuelo en escala de tiempo. Para la calibración y conversión exacta a profundidad de esta imagen o (sección sísmica) y/o los horizontes interpretados en ella, se utilizan los registros de velocidad, que pueden ser los tiros de verificación sísmica (Check Shot), perfiles sísmicos verticales (VSP) y el registro sísmico, el cual permite identificar en profundidad los cambios litológicos del subsuelo, midiendo el tiempo de tránsito de una onda compresional, a través de las formaciones encontradas a lo largo del pozo.

En muchos campos petrolíferos no existen registros sísmicos. También ocurre que debido a problemas con el diámetro del hoyo, estos registros pueden presentar errores de lecturas o no pueden ser corridos.

Cuando se necesita conocer valores de velocidad interválica, impedancia acústica, porosidad o generar sismogramas sintéticos para correlacionar datos de pozos con la sísmica en áreas o pozos donde los registros sísmicos no están disponibles, se procura obtener estos valores de registros *pseudo-sísmicos*, generados a partir de registros de resistividad. Existen diversos métodos para transformar a través de ecuaciones lineales o no lineales, los registros de resistividad en un *pseudo- sísmico*.

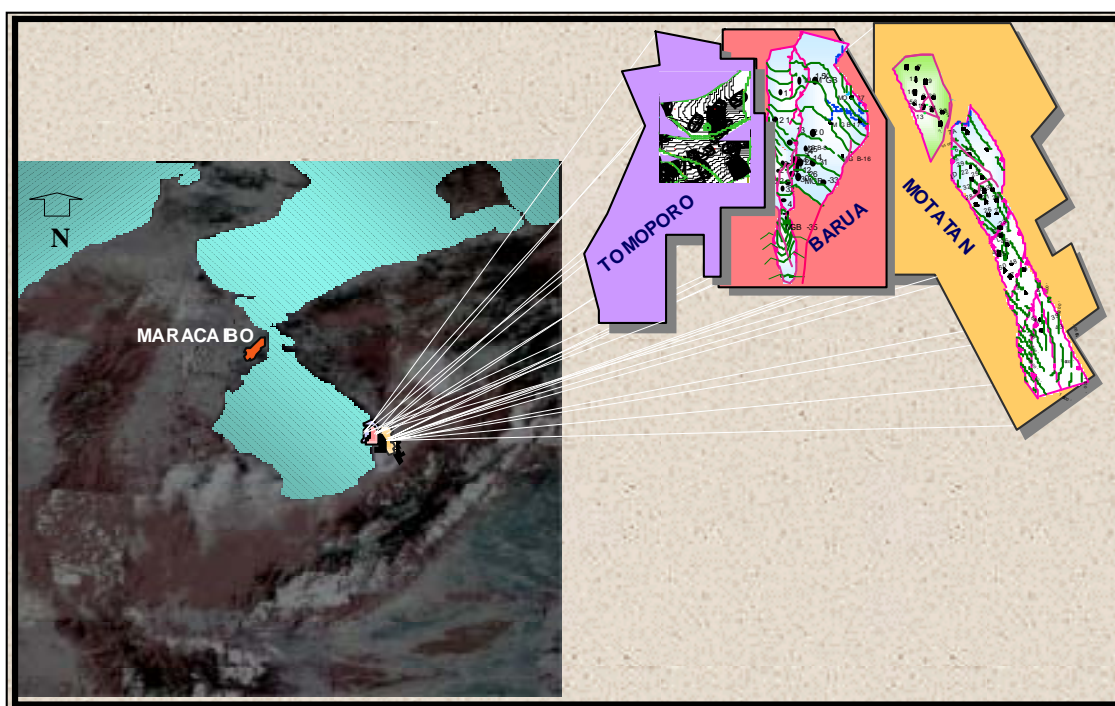
Generalmente, después de escoger la ecuación que mejor reproduce la forma general de la distribución de la velocidad con la profundidad y resistividad para una determinada área, los parámetros de la ecuación original son recalculados para que ésta se ajuste a los valores reales. Es necesario que exista por lo menos, un registro sísmico verdadero en el área de estudio, para verificar la validez de los valores del pseudo sísmico.

Partiendo de la ecuación de Faust (1953), un estudio de este tipo se llevó a cabo en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, ubicados al sureste de la cuenca del lago de Maracaibo, con el objeto de desarrollar una metodología que permita generar registros *pseudo-sísmicos* a partir de registros de resistividad tomando en cuenta la variación areal de los parámetros

considerados constantes por Faust en su ecuación empírica. Adicionalmente se desea realizar la integración de atributos sísmicos con información de pozos mediante la técnica geoestadística “*Collocated Co-kriging*” a fin de estimar impedancia acústica en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují.

## 1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte suroriental del Lago de Maracaibo en los estado Zulia y Trujillo, y cubre un area aproximada de 700 Km<sup>2</sup> comprendida por los campos Barúa, Motatán y Tomoporo (Fig. 1.1).



**Figura 1.1:** Ubicación relativa de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo.

El descubrimiento del campo Barúa se realizó en el año 1957 con la perforación del pozo MGB-1X, realizada por la empresa Shell. Este campo tiene para Junio del 2001 una producción acumulada de 97 MMBls, y una producción diaria de 22,9 MBl, con 43 pozos perforados, de los cuales todos poseen registros de resistividad profunda y únicamente 11 poseen sónicos.

El campo Motatán fue descubierto en el año 1952 mediante la perforación del pozo MOT-2X, realizada por la empresa Creole. Para Junio del 2001, este campo tiene una producción acumulada de 210 MMBls y una producción diaria de 28.8 MBls, con un total de 62 pozos perforados, de los cuales todos poseen registros de resistividad profunda y sólo 11 poseen sónicos.

El campo Tomoporo fue descubierto en el año 1986 mediante la perforación del pozo TOM-1X, realizada por la empresa Maraven, el cual presenta una producción acumulada de 0,8 MMBls y una producción diaria de 0,6 MBls, tiene un total de 6 pozos de los cuales todos poseen registros de resistividad profunda y 4 poseen sónicos.

### **1.3. OBJETIVOS**

#### **1.3.1. GENERAL**

El objetivo principal de este trabajo es desarrollar una metodología que permita determinar registros *pseudo-sónicos* a partir de registros de resistividad mediante la ecuación de Faust (1953), considerando la variación espacial de los parámetros involucrados en dicha ecuación, en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, ubicados al sur de la Costa Oriental del lago de Maracaibo en los estados Zulia y Trujillo.

#### **1.3.2. ESPECÍFICOS**

1) Calcular los parámetros de la ecuación de Faust (1953) en pozos con registro sísmico, los cuales permitan conocer la variación espacial de cada parámetro mediante la elaboración de mapas.

2) Asignar en función de estos mapas, valores de cada parámetro a pozos sin registros sónicos a fin de obtener *pseudo-sónicos* en toda el área de estudio.

3) Obtener valores de impedancia acústica a partir de registros sónicos, *pseudo-sónicos* y densidad en las arenas basales de la Formación Paují del campo Barúa.

4) Extracción de valores (promedio) de impedancia acústica en los pozos y de atributos sísmicos para las arenas basales de la Formación Paují del campo Barúa.

5) Hallar correlación lineal entre impedancia acústica y atributos sísmicos en las arenas basales de la Formación Paují del campo Barúa.

6) Estimar impedancia acústica utilizando la técnica geoestadística “*Collocated Co-kriging*” en función de datos de pozo y atributos sísmicos, mediante la elaboración de mapas.

#### 1.4. INFORMACIÓN DISPONIBLE

En este trabajo se contó con un total de 26 pozos con registros sónico y de resistividad en buen estado, de los cuales 11 se encuentran en el campo Barúa, 11 en Motatán y 4 en Tomoporo (tabla 1.1 y Fig.1.2).

BARÚA											
POZO	MGB-05	MGB-13	MGB-14	MGB-15	MGB-16	MGB-17	MGB-18	MGB-19	MGB-20	MGB-35	MOT-37
ESPESOR	13150-13888	12000-13420	13000-13780	12000-13600	12720-13580	12660-13700	12620-13498	11490-12075	12500-13452	13330-14350	10880-12077
MOTATÁN											
POZO	MOT-12	MOT-14	MOT-15	MOT-18	MOT-23	MOT-33	MOT-35	MOT-39	MOT-43	MOT-50	MOT-54
ESPESOR	8150-8770	8200-9200	7482-8482	8000-9300	8250-9900	10700-12400	7950-8700	9900-11850	9730-10500	7922-9500	10360-11250
TOMOPORO											
POZO	TOM-01	TOM-02	TOM-03	TOM-05							
ESPESOR	13850-14500	13200-14100	12900-13900	13400-14100	ESPESOR (ft)						

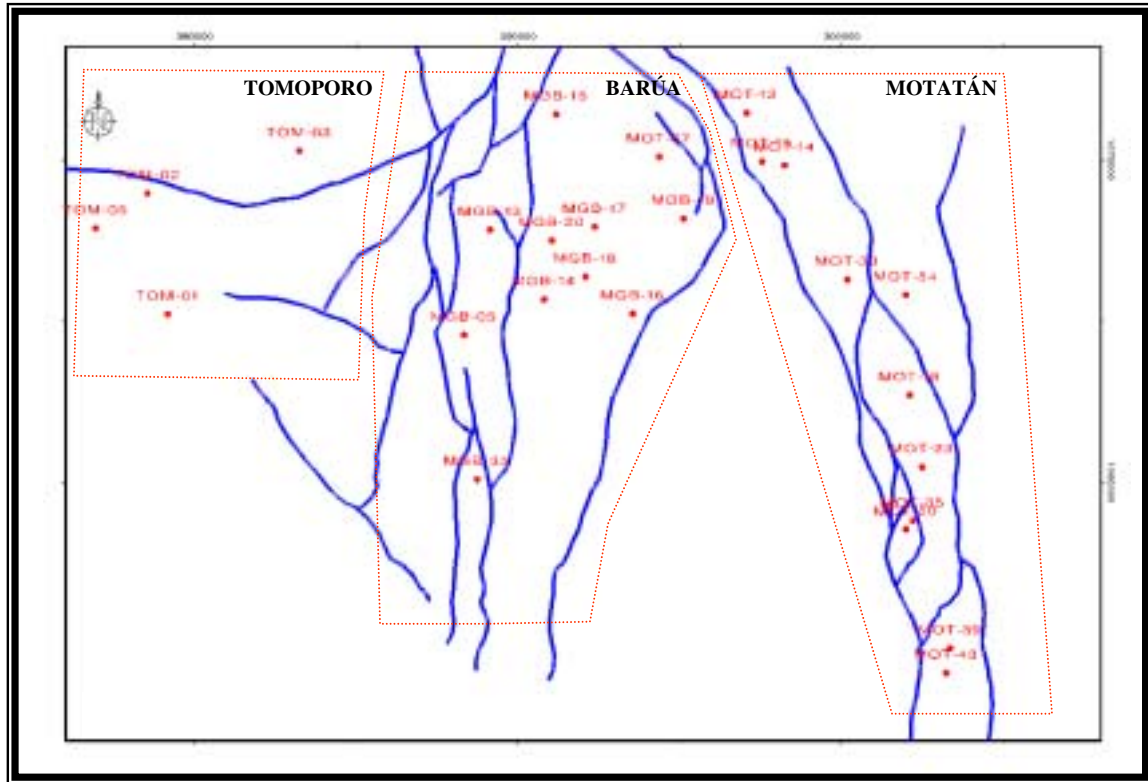
**Tabla 1.1:** Inventario de pozos con registros sónicos de resistividad para un mismo intervalo de profundidad en cada campo.

Los pozos utilizados en este estudio atraviesan sedimentos que van desde edad Mio-Plioceno a Eoceno, en los cuales se encuentran el intervalo de interés, específicamente aquellos que conforman las formaciones Paují y Misoa de edad Eoceno.

#### 1.5. PROGRAMAS Y EQUIPOS UTILIZADOS

Para la elaboración de los registros pseudo-sónicos se utilizaron las aplicaciones Wellcomposite Plus®, WellEdit®, y GeoPlot®. Los mapas se realizaron con la aplicación CPS-3®, y el estudio geoestadístico con la aplicación LPM®. Todas estas aplicaciones pertenecen a la plataforma GeoFrame 3.8.1 de Schlumberger instaladas en estaciones de trabajo Sun Ultra 80.

Los sismogramas sintéticos generados a partir de registros sónicos y pseudo-sónicos se elaboraron con la aplicación Syntool® de LandMark.



**Figura 1.2:** Ubicación de pozos con registros sísmicos y de resistividad en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo.

## 1.6. METODOLOGÍA

### 1.6.1. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN

- Revisión de la información bibliográfica existente.
- Inventario de registros de pozo por campo.
- Inventario de pozos con registros sísmicos y de resistividad profunda.
- Ubicación de topes formacionales en registros sísmicos y de resistividad.
- Adiestramiento en el uso de programas y equipos.

### 1.6.2. VALIDACIÓN DE REGISTROS DE POZOS

- Validación de registros digitales con originales.
- Calibración y edición de registros en profundidad.

### **1.6.3. ELABORACIÓN DE REGISTROS PSEUDO-SÓNICOS**

- Obtención de pseudo perfiles en pozos con registros sínicos, mediante la ecuación de Faust (1953).

- Estimación de pseudo perfiles en pozos con registros sínicos, calculando los parámetros involucrados en la ecuación de la Faust (1953) para cada pozo.

### **1.6.4. VALIDACIÓN DE REGISTROS PSEUDO-SÓNICOS**

- Determinación del mejor *pseudo-sónico* según su valor de deriva (en milisegundos), error RMS, y comparación gráfica respecto al sónico real.

- Elaboración de sismogramas sintéticos a partir del registro sónico y mejor *pseudo-sónico* en un pozo para cada campo.

- Comparación de sismogramas sintéticos obtenidos a partir del registro sónico y mejor *pseudo-sónico*.

- Comparación entre la distribución de los datos del registro sónico y mejor *pseudo-sónico* de cada pozo mediante la elaboración de histogramas.

### **1.6.5 ELABORACIÓN Y VALIDACIÓN DE MAPAS**

- Elaboración de mapas interpolados a partir de los parámetros o constantes empíricas presentes en la ecuación de Faust, calculados mediante la regresión lineal en pozos con registros sínicos.

- Asignación de los parámetros de la ecuación de Faust en pozos sin registros sínicos, mediante los mapas.

- Elaboración de registros *pseudo-sónicos* mediante la ecuación general Faust (1953), en pozos con registros sínicos recientemente perforados.

- Comparación de registros *pseudo-sónicos* con sínicos en pozos recientemente perforados.

#### **1.6.6. ELABORACIÓN DE MAPAS DE “IMPEDANCIA ACÚSTICA ESTIMADA” MEDIANTE LA TÉCNICA GEOESTADÍSTICA “COLLOCATED CO-KRIGING”.**

- Obtener valores de impedancia acústica a partir de registros sísmicos, *pseudo-sísmicos*, y densidad en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del campo Barúa.
- Extraer atributos sísmicos para las arenas basales (A-9 y A10) de la Formación Paují del campo Barúa.
- Hallar correlación entre impedancia acústica y atributos sísmicos en las arenas basales (A-9 y A10) de la Formación Paují del campo Barúa.
- Generar mapas de "*impedancia acústica estimada*" utilizando la técnica geoestadística "*Collocated-Cokriging*" integrando datos de pozo (impedancia) con datos sísmicos (atributos) en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del campo Barúa.



## **2. MARCO GEOLÓGICO**

### **2.1. GEOLOGIA REGIONAL**

#### **2.1.1. ORIGEN Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO**

El origen y la evolución del Caribe ejercen un control directo sobre el desarrollo tectónico de la cuenca de Maracaibo.

Lugo y Mann (1995) reconocen en la evolución geológica de la cuenca de Maracaibo durante el Jurásico–Eoceno, tres fases:

- “Rift” jurásico, relacionado con la separación de Norte y Suramérica.
- Subsistencia tipo margen pasivo durante el Cretácico.
- Subsistencia de la cuenca tipo “foreland”, producto de la colisión oblicua de la placa del Caribe y el margen nor-oeste de Suramérica.

Los procesos por edades son los siguientes:

##### a) Triásico- Jurásico

El Jurásico estuvo dominado por un régimen extensional de gran inestabilidad tectónica, que condujo a la formación de sistemas de pilares y depresiones tectónicas de orientación aproximada norte-sur (asociada al periodo de “rifting”). La subsidencia fue más intensa en los surcos de Uribante, Machiques, San Lázaro, Angaraveca y un poco menor a los anteriores en el de Barquisimeto (Audemard, 1991; en Escandón, 1998).

##### b) Cretácico–Paleoceno

###### b.1) Cretácico Temprano

En el Barremiense comienza la sedimentación de clastos basales transgresivos de la Formación Río Negro, los cuales se depositaron en los surcos de Machiques, Angaraveca, Uribante, San Lázaro y en el área del lago de Maracaibo (Audemard, (1991); en Escandón, 1998).

Posteriormente la transgresión cubre totalmente la plataforma del lago de Maracaibo y parte del Escudo de Guayana. La litología es principalmente carbonática de mar poco profundo, indicando así que estas rocas se formaron en un margen pasivo (Audemard, 1991).

#### b.2) Cretácico Tardío

El evento principal ocurrido en la evolución tectónica es la inversión de polaridad de subducción en América Central (sistema de arcos de islas del proto-Caribe), el cual es causado cuando la corteza anómala del proto-caribe alcanza la zona de subducción.

En la Cuenca de Maracaibo el carácter transgresivo es debido mayormente a la eustacia y subsidencia asociada a la carga sedimentaria, en la plataforma tipo Atlántico, que se había iniciado al principio del Cretácico y que finalizó con una etapa regresiva (Formación Colón), donde la secuencia estratigráfica del Cretácico Superior transgrede en sentido sureste y el arco de Mérida se encuentra parcialmente emergido (Lugo y Mann, 1995; en Escandón, 1998).

#### b.3) Paleoceno

Se afirma la transgresión del arco de islas cretácicas desarrollado en el margen sur de la placa del Caribe y borde nor-oeste de la placa Suramericana. La placa del Caribe se incorpora como zona positiva al norte y noreste de la Cuenca de Maracaibo, desarrollándose una antifosa (como consecuencia de la carga tectónica) y relleno de la misma por sedimentación tipo “flysh” (Lugo y Mann, 1992).

#### c) Eoceno Temprano a Medio

La placa del Caribe se desplaza hacia el este, como consecuencia de la colisión de la parte norte de la placa Caribe contra las Bahamas (Ostos, 1990). Dicha migración causa el desarrollo diacrónico de cuencas tipo “foreland”, por lo que la subsidencia en ellas controla la sedimentación y distribución de las unidades sedimentarias hacia el norte y nor-este (Mathien, 1989; en Escandón, 1998).

#### d) Eoceno Tardío-Oligoceno

Mathien (1989; en Escandón, 1998) concluye que en este período ocurre la activación de las fallas de Oca, Santa Marta-Bucaramanga y Boconó, producto de la subsidencia al oeste de Suramérica.

Se produce un levantamiento general de la cuenca y la erosión en el Eoceno Tardío se inicia y continúa sobre grandes extensiones durante el Oligoceno (González de Juana *et al.* 1980).

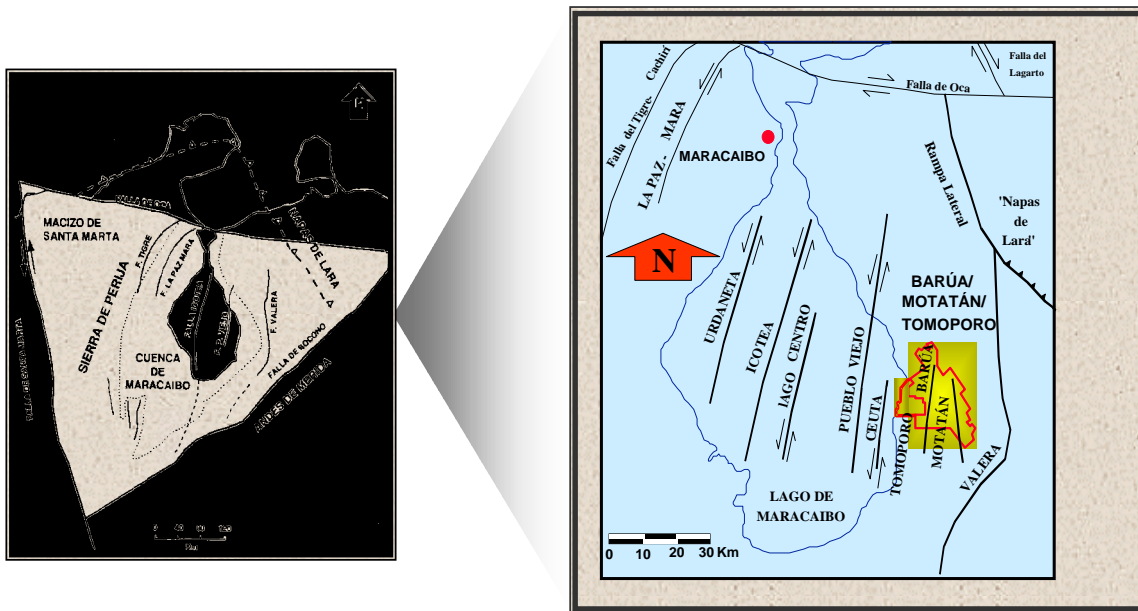
e) Mioceno-Plioceno

Se caracteriza por una transgresión marina de considerable extensión territorial. Bajo este ambiente ocurre la sedimentación de las formaciones La Rosa y Lagunillas (Mathien, 1989; en Escandón, 1998).

## 2.1.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los campos Barúa, Motatán y Tomoporo se encuentran al sureste del Lago de Maracaibo y al norte de la cadena montañosa andina. La Cuenca del lago de Maracaibo se encuentra limitada por tres grandes fallas: al oeste la falla de Santa Marta, la falla de Oca al norte y la de Boconó al sureste, todas con movimiento transcurrente las cuales tienden a generar una serie de fallas antitéticas y sintéticas (figura 2.1)

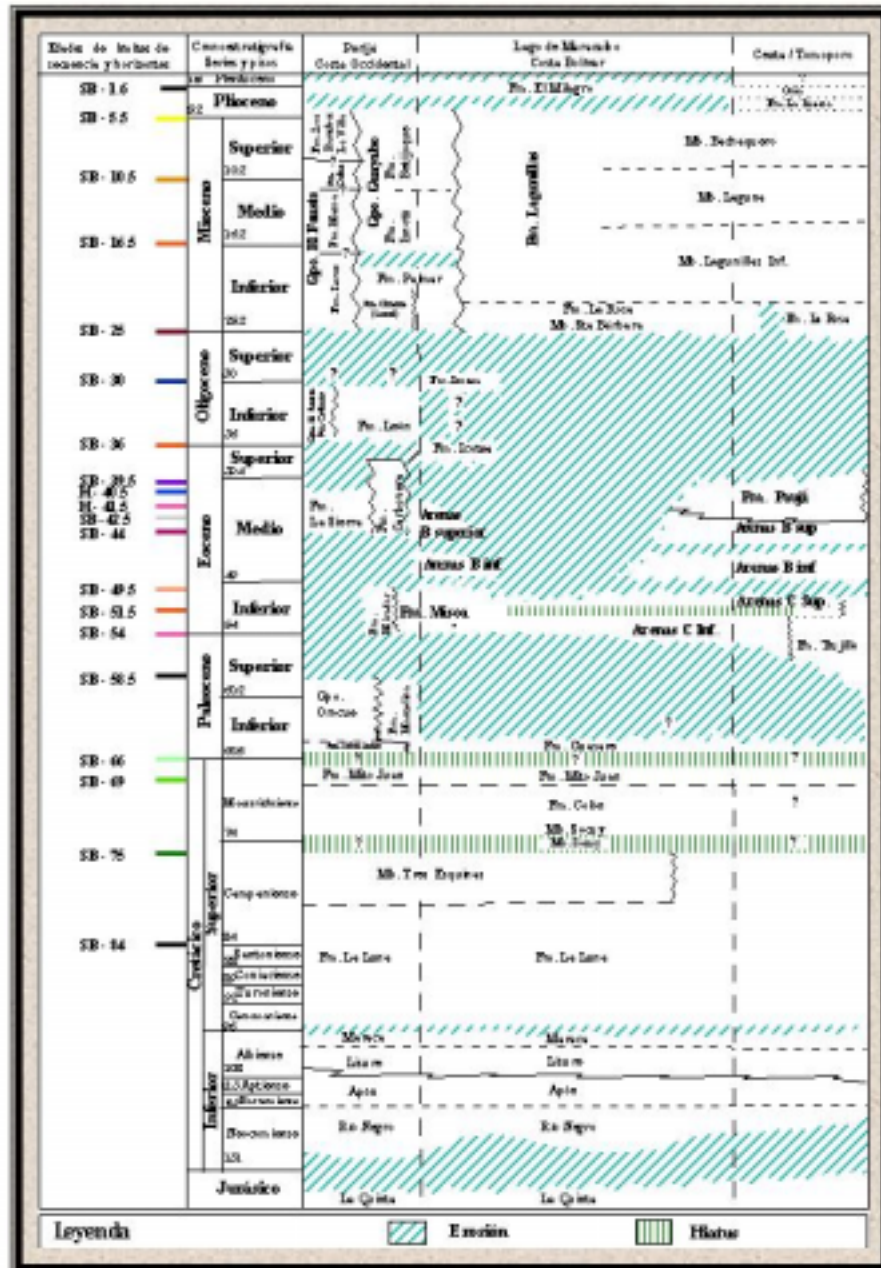
Muchos de los grandes campos petroleros de edad Terciario y Cretácico, que se encuentran en el lago de Maracaibo están asociados con estas fallas transcurrentes las cuales normalmente, poseen un movimiento sinistral (Delgado, 1978).



**Figura 2.1:** Mapa de ubicación del sistema regional de fallas en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomada y modificada de Escandón (1998).

### 2.1.3 ESTRATIGRAFÍA

En la figura 2.2 se presenta las unidades litoestratigráfica definidas en la Cuenca del lago de Maracaibo



**Figura 2.2:** Correlación entre unidades y secuencias estratigráficas en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Tomado de Escandón (1998).

La cuenca de Maracaibo se encuentra ubicada al nor-oeste de Venezuela. Su extensión es de aproximadamente 50.000 Km<sup>2</sup> perteneciendo en su mayor parte al estado Zulia y en extensiones menores a los estados Táchira, Mérida y Trujillo. Sus límites geográficos son al oeste y nor-oeste la Sierra de Perijá, al sur-este los Andes de Mérida y al este y nor-este, la Serranía de Trujillo (González de Juana *et al.*, 1980).

Los sedimentos que constituyen la cuenca de Maracaibo alcanzan un volumen total de aproximadamente 250.000 Km<sup>3</sup> (Martínez, 1976; en González de Juana *et al.* 1980), estos sedimentos fueron depositados en un rango de edades que van desde el Jurásico hasta el Holoceno. Sin embargo, es durante el Cenozoico cuando la cuenca recibe el mayor volumen de sedimentos (Lugo y Mann, 1992).

El basamento de la cuenca de Maracaibo está constituido por los metasedimentos de la Formación Mucuchachí y equivalentes de edad Ordovícico y las capas rojas de la Formación La Quinta de edad Jurásico, la cual se encuentra rellenando el sistema de “grabens” asociados a la apertura continental que comenzó en el Triásico (Fig. 2.2).

#### a) Cretácico

En el Cretácico los sedimentos fueron depositados sobre una plataforma estable y la sedimentación estuvo controlada por la subsidencia de la cuenca, por la carga sedimentaria y por los cambios eustáticos. Todo esto bajo un largo período transgresivo que comenzó en el Cretácico Temprano y culminó en el Paleoceno.

- En el Neocomiense–Barremiense se deposita la Formación Río Negro, que representa un período de depositación restringida.

- En el Aptiense-Albiense se deposita el Grupo Cogollo, integrado por las formaciones Apón, Lisure y Maraca. La Formación Apón está constituida por calizas grises y azulosas, la Formación Lisure por areniscas calcáreas, cuarzosas y glauconíticas, grises o verdosas de grano medio a fino y la Formación Maraca por calizas masivas de color marrón e intercalaciones menores de lutitas negras (González de Juana *et al.*, 1980).

- En el Cenomaniense-Santoniense ocurre la depositación de la Formación La Luna, que representa depósitos marinos a lo largo de toda la cuenca de Maracaibo y el máximo avance de los mares cretácicos. Esta formación está constituida por calizas oscuras pelágicas y lutitas ricas en materia orgánica.

- En el Campaniense-Maestrichtiense se deposita la Formación Colón, constituida en su base por el Miembro Socuy, una caliza micrítica con un espesor de 40 a 50 m. Suprayacente al Miembro Socuy se encuentran lutitas marinas de color gris a negro.

- En el Maestrichtiense, cerrando el ciclo cretácico se deposita la Formación Mito Juan la cual está constituida por areniscas litorales. Ella representa el estado final de la caída relativa del nivel del mar durante el Cretácico Tardío (Lugo, 1992).

#### b) Terciario

Durante el Terciario Temprano se inicia un período regresivo. Hay una retirada del mar hacia el noreste, desarrollándose amplias costas deltaicas y cinturones litorales en el oeste y sureste de la Cuenca de Maracaibo. Sin embargo, sobre gran parte de la plataforma de Maracaibo, el surco de Barquisimeto y hacia el borde de la zona este del Escudo de Guayana, las condiciones marinas todavía prevalecían.

Durante el Paleoceno se deposita la Formación Guasare caracterizada por algunas capas de calizas fosilíferas intercaladas con areniscas y lutitas ligeramente glauconíticas o carbonáceas.

En el Eoceno la sedimentación, en la zona sur-oeste, central y oeste de la cuenca ocurrió en un ambiente fluvial (Formación Mirador) y deltaico (Formación Misoa).

La Formación Trujillo se deposita al este, entre la plataforma y el surco de Barquisimeto, los depósitos son de origen marino (Van Andel, 1958) y en su base se reconoce un miembro arenoso de ambiente marino somero conocido como Miembro Santa Barbara (González de Juana *et al.*, 1980).

En el Mioceno Temprano se inicia una transgresión la cual es seguida de facies regresivas, representada por la Formación Lagunillas. Esta se compone principalmente de una intercalación de lutitas, arcilitas arenosas, areniscas mal consolidadas y algunos lignitos.

La Formación Isnotú es depositada durante el Mioceno Tardío-Plioceno y se encuentra constituida por arcillas, limolitas y areniscas de carácter continental.

### c) Formación Misoa

La Formación Misoa fue descrita originalmente en la Serranía de Trujillo (Garner, 1926; en González de Juana *et al.*, 1980). Las areniscas de esta formación constituyen los yacimientos de petróleo más importantes de la Cuenca del Lago de Maracaibo. En el subsuelo se aplican términos informales tales como “arenas B y C” basados en características de los registros eléctricos.

La Formación Misoa se puede definir como una sucesión de areniscas cuarcíticas de color gris claro, en capas potentes, con intercalaciones de lutitas laminadas, micáceas y carbonosas. Dicha secuencia se encuentra por encima de la sección esencialmente lutítica con areniscas cuarzosas en capas sencillas de la Formación Trujillo, y por debajo de la sección de lutitas marinas de la Formación Paují. Brondijk (1967, en González de Juana *et al.* 1980), discrimina las formaciones Trujillo y Misoa basándose en el carácter detallado de las capas de lutitas y areniscas, como sigue: en la Formación Trujillo, las lutitas son homogéneas, puras a arenosas, con capas subordinadas sencillas y delgadas de areniscas. La Formación Misoa es predominantemente arenosa, con areniscas de grano fino a conglomeráticas, en capas compuestas de hasta 100 m, las lutitas presentan laminaciones areno-limosas y carbonosas y concreciones de ferrolita arcillosa. En su base, se encuentran calizas orbitoidales que representan un ambiente especial de sedimentación dentro de un mar poco profundo.

La localidad se encuentra en la Sierra Misoa, a lo largo del río Misoa, hasta el flanco de la Serranía de Trujillo.

Diversos autores han describe tres tipos de areniscas en secciones de la Formación Misoa: areniscas de espolón aluvial, areniscas de canal distributivo y areniscas de barras litorales.

Las areniscas de espolón aluvial se caracterizan por poseer un contacto inferior bien definido por la presencia de fragmentos redondeados o irregulares de lutitas en la base de las areniscas. Las areniscas pueden ser subdivididas en tres zonas: una inferior masiva, caracterizada por el predominio de estratificación cruzada; una zona media, caracterizada por el predominio de estratificación ondulada en escala de centímetros o de estratificación horizontal con intercalaciones de lutitas y una zona superior lutítica generalmente con estratificación flaser.



Las areniscas del canal distributivo se caracterizan por una alternancia rápida de capas con estratificación cruzada, con intercalaciones de lutitas que frecuentemente presentan bioturbación y tienen un espesor de 30 cm.

Las areniscas de barras litorales están caracterizadas por un contacto basal gradacional a causa de un aumento, en número y espesor, de las intercalaciones de areniscas que culminan en una capa bien desarrollada, generalmente con un contacto bien definido con la lutita suprayacente. Las lutitas subyacentes y suprayacentes muestran estratificación flaser, y frecuentes madrigueras del tipo *Ophiomorpha*. Las areniscas macizas, bien desarrolladas y con estratificación cruzada de ángulo bajo, tienen forma alargada.

Las lutitas son de color gris oscuro a pardo, algunas veces verdoso o azulado, casi siempre micáceas, limo-arenosas, con abundantes capas delgadas, láminas y películas de arena, limo y material carbonoso, que les imparten una apariencia laminada distintiva. Localmente están presentes concreciones de arcilla y de ferrolita arcillosa, a veces calcáreas (González de Juana, *et al.* 1980)

Las calizas aparecen en la mitad inferior, grises a gris-azuloso, duras, desde menos de 1 m hasta varios metros de espesor, con textura que varía entre concrecionaria, arenosa conglomerática y transicional a arenisca calcárea. Generalmente son bioclásticas con macroforaminíferos, algas y fragmentos de bivalvos y gasterópodos.

En su tope, la Formación Misoa está en contacto concordante con la Formación Paují suprayacente; el contacto puede ser abrupto o transicional. Hacia la parte este, se presenta a veces la Formación Caus en el límite formacional. En la región tipo la base de la Formación Misoa, en términos generales, se define por un cambio en sentido descendente a las lutitas de la Formación Trujillo; el contacto no se ha delimitado en detalle debido a la frecuente presencia de areniscas de gran espesor de la Formación Trujillo.

Se destacó la diferencia genérica entre los cuerpos de areniscas compuestos de la Formación Misoa y las areniscas turbidíticas individuales de la Formación Trujillo, y para su delimitación práctica, se colocó el contacto formacional en la base de las areniscas compuestas inferiores extremas.

En general, las lutitas y areniscas carecen de fósiles con excepción de escasos foraminíferos de poco interés estratigráfico.

Van Raadshooven (1951; en González de Juana *et al.*,1980) determinó la edad de los macroforaminíferos como Eoceno Medio temprano. A partir de las evidencias palinológicas no especificadas en su publicación, Kyul *et al.* (1956; en González de Juana *et al.*, 1980) señalaron una edad Eoceno Temprano o Medio para unidades incluidas hoy en la Formación Misoa. Así pues, la evidencia concuerda indirectamente con las edades Paleoceno y Eoceno Medio, atribuidas respectivamente a las unidades infrayacentes (formaciones Guasare-Marcelina) y suprayacente (Formación Paují) (CVET II, 1970).

La Formación Misoa es equivalente lateral de la Formación Mirador hacia el sur-oeste en la provincia deltaica de la Cuenca de Maracaibo. Ambas representan facies diferentes del ambiente fluvio-deltaico. Hacia el noreste, la Formación Misoa es equivalente lateral parcial de la Formación Trujillo.

#### d) Formación Paují

La Formación Paují es una unidad lutítica suprayacente a la Formación Misoa y cuyos afloramientos se caracterizan por una topografía baja. Está constituida por una sección gruesa de lutitas macizas a físilas de color gris a gris oscuro. Las lutitas no son arenosas y localmente contienen concreciones ferruginosas, algunas veces calcáreas y otras silíceas, redondeadas a elipsoidales (CVET II ,1970 ).

La localidad tipo está en el río Paují, unos 20 Km al sureste de Mene Grande en el distrito Baralt, estado Zulia, donde aflora el 40% de la sección (CVET II, 1970). El espesor de la formación en el río San Pedro es de unos 1200 m y se puede considerar como una sección completa; en otras regiones se ha perdido gran parte de la unidad durante el período de erosión que comenzó en el Eoceno Tardío; por ello las perforaciones del centro del lago la encuentra solamente en forma esporádica.

En la sección del río San Pedro la parte inferior de la Formación Paují es pobre en microfósiles y sólo se encuentran foraminíferos arenáceos que indican condiciones de aguas someras de hasta unos 20 m de profundidad.

El contacto inferior de la lutitas de la Formación Paují, es concordante sobre las areniscas de la Formación Misoa. El contacto puede ser nítido o puede encontrarse en una zona de transición con alternancia de areniscas, limolitas y lutitas laminadas, en este caso el contacto se establece de manera arbitraria en el tope de la capa más alta de arenisca,

generalmente de unos 6 m de espesor. Usualmente, las capas de la zona de transición son carbonáceas y micáceas y diferentes a las de Paují (CVET II,1970).

En el subsuelo de Mene Grande, Barúa y Motatán se presenta un grueso desarrollo de areniscas de unos 30 m de espesor, comprendido entre gruesos intervalos de lutitas. Las lutitas superiores, calcáreas, son definitivamente de Paují; sin embargo, existen dudas con respecto a las lutitas inferiores, que son más arenosas. Walton (1966; en González de Juana *et al.*, 1980) indica que podría considerarse como una facies lutíticas de la Formación Misoa; por evidencias locales pudiera considerarse a este intervalo como una lengua de Misoa dentro de la Formación Paují. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Mene Grande (Tash, 1937, en González de Juana, *et al.*, 1980) donde está presente y se establece en la base de la capa más baja y notable de arenisca o limolita, localmente, por debajo de una caliza arenosa. Fuera de la región de Mene Grande la unidad está profundamente erosionada y discordante por debajo de formaciones del Terciario (CVET II, 1970).

## **2.2 GEOLOGÍA LOCAL**

### **2.2.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

#### **CAMPO TOMOPORO:**

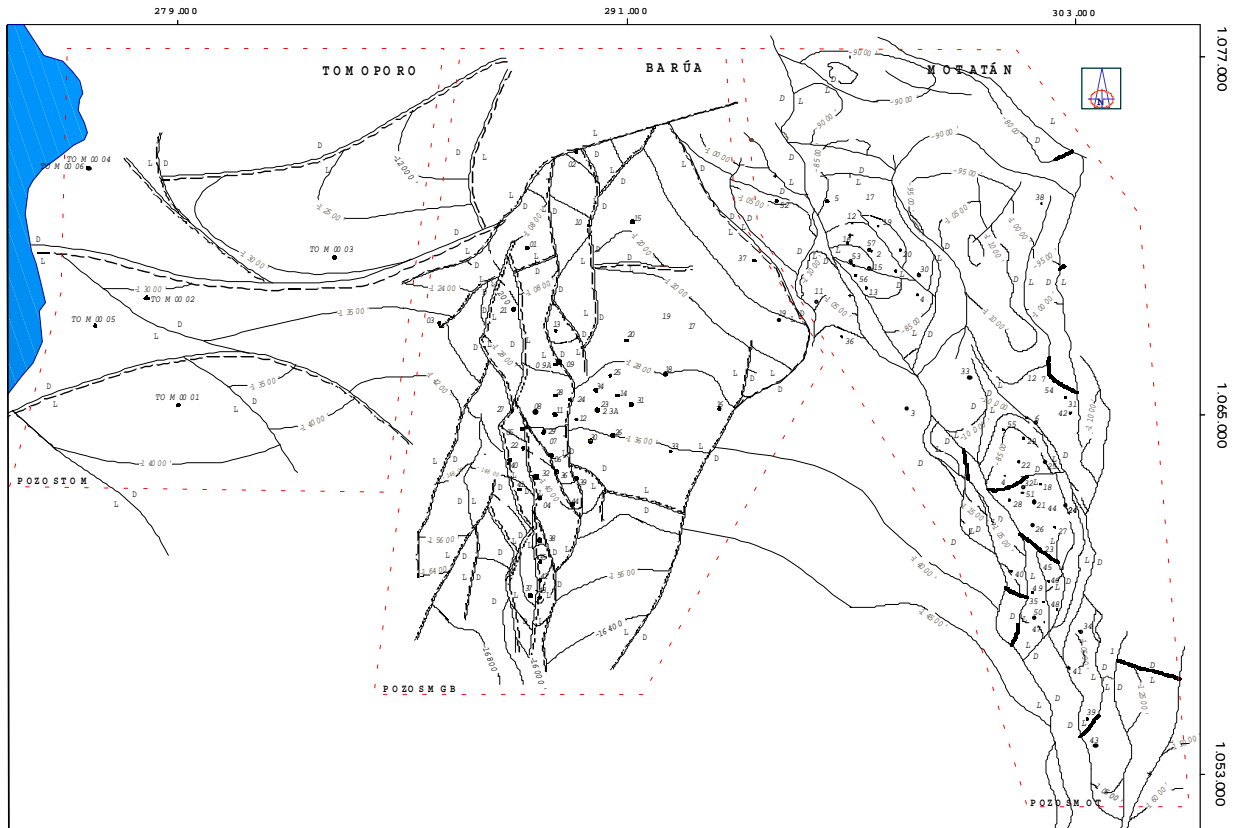
El área se encuentra ubicada estructuralmente entre dos importantes sistemas de fallas inversas, casi paralelos, orientados norte-sur, los cuales se conocen como la falla de Barúa al este y la falla de Ceuta al oeste (Guedez, 1998).

Con un rumbo opuesto a éstas últimas se presenta una falla de tipo normal y de crecimiento (falla de Tomoporo) con buzamiento al norte, que divide el área en dos unidades importantes de sedimentación, estas son: el Área Sur de Tomoporo y el Área Norte de Tomoporo (Fig. 2.3).

Área Sur de Tomoporo: Esta área está localizada sobre el bloque sur (bloque levantado) de la falla de Tomoporo en dirección este-oeste. Hacia el este se encuentra limitada por la parte norte de la estructura de Barúa, y hacia el oeste se extiende hasta costa afuera, en la zona de falla de Pueblo Viejo-Ceuta. Las calizas cretácicas en lado alto de la Falla de Tomoporo, se extienden entre los 18200 y 22000 pies. El Paleoceno sobre este bloque levantado es probablemente muy delgado o se encuentra ausente, como en dirección hacia el sur en La Ceiba, donde el Eoceno Medio se extiende directamente sobre el Cretáceo. Al norte de La Ceiba, el Eoceno inferior gradualmente se engrosa hacia la Falla de Tomoporo, donde éste probablemente alcanza casi 2500 pies.

Área Norte de Tomoporo: La extensa área Norte de Tomoporo, está limitada al sur por la falla de Tomoporo, al norte por la falla El Tigre, al este por la zona de falla de Barúa-Mene Grande y al oeste la misma se extiende hasta la zona de falla de Pueblo Viejo-Ceuta. Con excepción de este borde oeste, la mayor parte del área norte de Tomoporo se encuentra poco deformada.

El Mioceno generalmente indeformado tiene un espesor que va desde 4850 pies al norte hasta 12000 pies al Sur en la zona de falla de tomoporo. La delgada unidad basal de La Rosa, está probablemente sobre la mayor parte del área, presentando una unidad transgresiva regional suavemente en onlap sobre el discordante tope del Eoceno (Nettleton, 1994; en EGEP, 1989). La falla de Tomoporo es considerada la más importante, dado el salto vertical que presenta. La misma es una falla normal orientada ENE-OSO y con buzamiento hacia el norte del área.



**Figura 2.3:** Mapa estructural de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo en el tope de B superior de la Formación Misoa.

A nivel del tope de las calizas del Cretácico (Miembro Socuy) se observa un sistema de fallas normales en dirección predominante ENE-OSO. La falla principal, de tipo normal, afecta esencialmente a ese tope ya que su desplazamiento vertical promedio alcanza los 3200 pies. Es importante destacar que el salto vertical de esta falla aumenta hacia el suroeste mientras que hacia el sureste tiende a disminuir.

Al sur de esta importante falla se observa un sistema de fallas normales menores orientadas NNE-SSO y NNO-SSE cuyo salto vertical es de 50 pies; al norte el sistema de fallas también es de tipo normal, en las fallas orientadas NO-SE el salto vertical alcanza los 50 pies, mientras que en la parte este del área el salto vertical de las fallas oscila entre 350 y 650 pies.

El tope del Paleoceno (Formación Guasare) también se ve afectado por la falla principal, la cual presenta un salto vertical promedio de 2950 pies y al igual que para el tope Cretácico su salto aumenta hacia el suroeste y disminuye al sureste. En la parte noreste se observa fallamiento de tipo con salto de 150 pies.

Para el Eoceno, el salto de la falla principal continúa disminuyendo y se observa un sistema de fallas menores de tipo inverso que son antitéticas a la falla principal.

Para el tope de las arenas C-1 de la Formación Misoa, la falla principal de tipo normal tiene un salto de 600 pies. Al norte de esta falla, hacia la parte sureste del área se observa un sistema de fallas normales con salto de 50 pies.

En el tope de las arenas B-1 de la Formación Misoa el salto vertical de la falla principal va disminuyendo, alcanzando los 300 pies. También se tiene un sistema de fallas menores inversas ubicadas al este y sureste del área, las cuales tienen un salto vertical de 50 pies.

A nivel del tope de la discordancia del Eoceno, esta falla es de tipo inverso, con salto vertical de 50 pies y buzamiento hacia al norte, todas las otras fallas también son inversas.

Es importante señalar la presencia de pliegues suaves de tipo "roll-over" de mediano alcance regional, asociados al fallamiento normal de la falla de Tomoporo.

### **CAMPO BARÚA.**

El Campo Barúa se define como un alto estructural, formado durante la epirogénesis del Paleoceno-Eoceno, asociado a grandes fallas principales que sirven de barrera a la acumulación de hidrocarburos (Escandón, 1998).

El campo es básicamente un pilar tectónico con dirección general norte-sur. Este pilar se encuentra dividido en dos cuerpos o bloques principales. El bloque que constituye la zona de cresta del anticlinal, la cual es la zona mayormente tectonizada. El otro bloque constituye el flanco este del anticlinal (Fig. 2.3).

En Barúa hay dos sistemas de fallas de tipo inverso debidas a la actividad tectónica al final del Paleoceno e inicio del Eoceno, que favoreció la migración de hidrocarburos desde la roca madre. El reajuste estructural producido por la depositación de sedimentos puede haber dado origen a estos sistemas de fallas que posiblemente actuaron como barrera a la migración del petróleo.

Falla Oeste: Es una falla inversa de rumbo norte-sur con desplazamiento aproximado de 1000 pies, el bloque oeste se encuentra deprimido con respecto al bloque este. Su plano de falla es casi vertical, pero con pequeñas variaciones locales.

Falla Este: Es una falla inversa, paralela a la falla Oeste, con buzamiento hacia el oeste y desplazamiento entre 500 y 1800 pies.

Fallas transversales secundarias: fallas de rumbo norte-noreste que cortan transversalmente el alto de Barúa en bloques.

El alto tectonismo al cual fueron sometidas estas rocas, produjo un movimiento compresional en sentido este-oeste, el cual definió el modelo estructural que enmarca los diferentes bloques en los cuales está dividido este campo (Maraven S.A., 1985 y Maraven S.A. 1995 , a-b).

## **CAMPO MOTATÁN**

Las estructuras principales del campo Motatán en conjunto tienen una extensión de 19 Km. de largo por 8 Km. de ancho. Consisten en tres altos o domos alineados y escalonados en dirección NNO-SSE, los cuales se hacen más profundos hacia el sur.

El límite oeste de los domos lo constituye la falla principal que se prolonga desde el campo Mene Grande al norte, tiene un rumbo nor-noreste con movimiento transcurrente sinistral, posee alto grado de buzamiento que oscila entre 70 y 80 grados al este y un desplazamiento vertical de 3000 pies (EGEP, 1989). El límite este consiste en una falla inversa de rumbo subparalelo a la falla principal con alto grado de buzamiento entre 70 y 80 grados al

oeste, y un desplazamiento vertical de 1500 pies en promedio. Un sistema secundario de fallas inversas de rumbo noreste separa a los domos en dirección norte-sur y define claramente las unidades estructurales conocidas como Domo Norte, Domo Sur y área del pozo MOT-39 (Fig. 2.3). Las unidades estructurales secundarias son el flanco oeste de Motatán, el flanco este de Motatán y el anticlinal de Paují o área del pozo MOT-38.

De acuerdo con Naylor et al (1986; en EGEP, 1989), los sistemas trascurrentes originados a nivel de un buzamiento rígido inducen distintas deformaciones en las rocas sedimentarias suprayacentes, dependiendo de la etapa de evolución en que se encuentra el sistema trascurrente.

Cuando se encuentra un sistema trascurrente desarrollado en su primera etapa se empiezan a formar bloques tectónicos en forma alargada en dirección de la transurrencia, delimitados por fallas con trazados anastomosados. El campo Motatán puede encontrarse en esta etapa donde el área central, que se ubica entre las fallas inversas que cortan al campo longitudinalmente, en conjunto con las fallas secundarias que delimitan los bloques tectónicos a lo largo del campo configuran la expresión típica de un sistema trascurrente desarrollado en su primera etapa.

## **2.2.2 ESTRATIGRAFÍA**

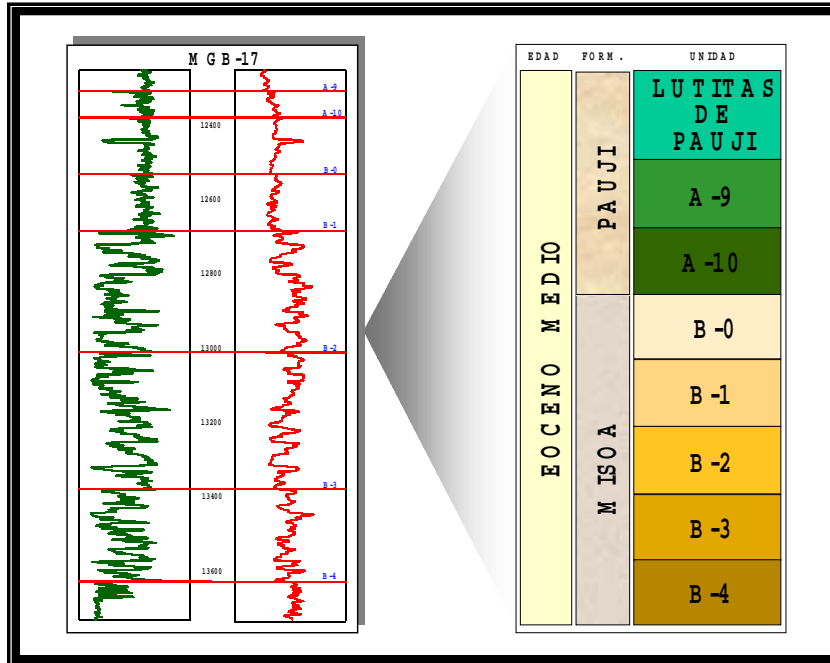
### **CAMPO BARÚA MOTATÁN**

Estratigráficamente, la columna sedimentológica en los campos Barúa y Motatán está constituida de más antigua a más joven por las formaciones Guasare, Trujillo, Misoa, Paují, Isnotú, Betijoque y Carvajal, las cuales abarcan un rango de edad que va desde el Paleoceno al Plioceno.

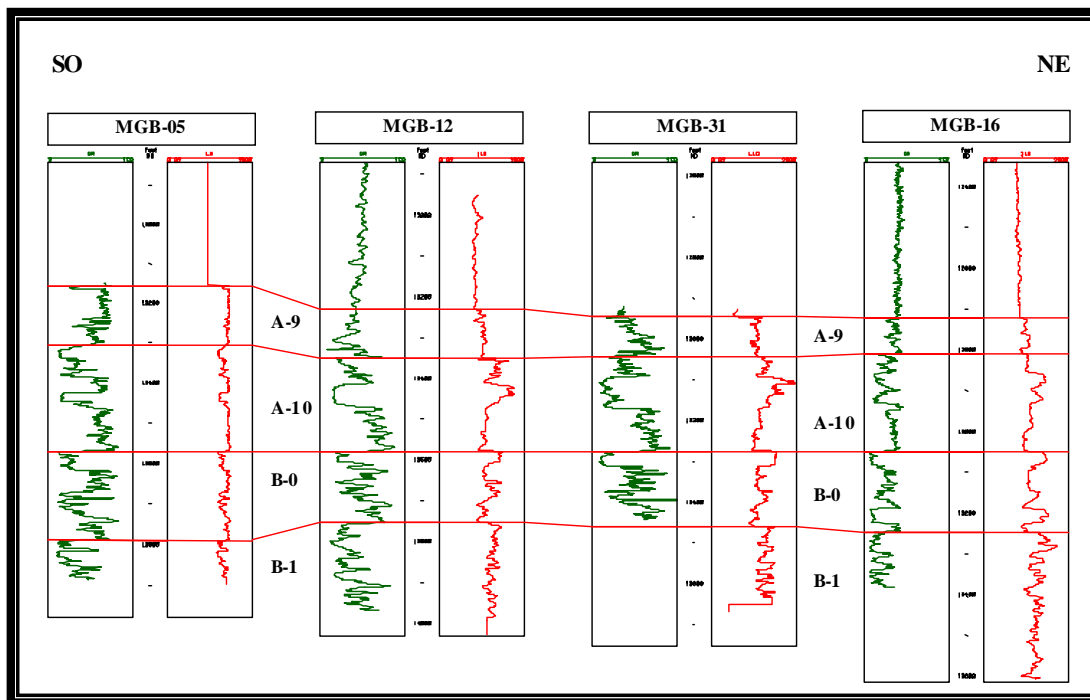
Los yacimientos del campo Barúa se encuentran ubicados en la Formación Misoa y las arenas basales de la Formación Paují. La Formación Misoa está conformada por las unidades pertenecientes a las arenas B (B-1/B-4) y las arenas basales de la Formación Paují por las unidades A-9 y A-10 (Figs. 2.4 y 2.5).

Los yacimientos del campo Motatán Domo Sur se encuentran ubicados en la Formación Misoa y las arenas basales de la Formación Paují, está conformada por las unidades pertenecientes a las arenas B (B-1/B-3) y las arenas basales de Paují por las unidades A (A-1/A-10) (Figs. 2.6 y 2.7).

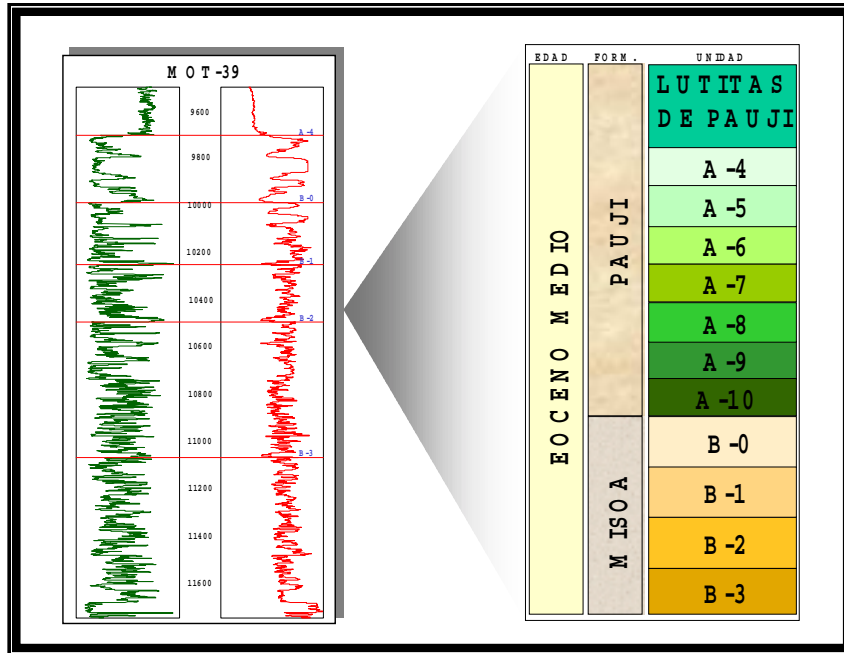




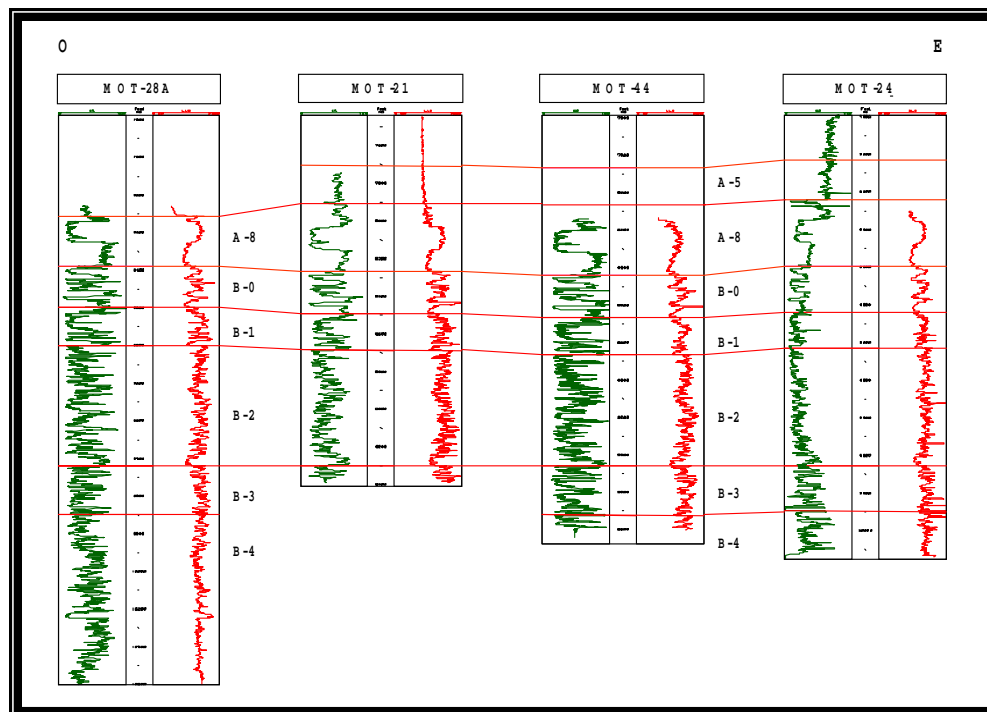
**Figura 2.4:** Columna estratigráfica del campo Barúa.



**Figura 2.5:** Sección estratigráfica del campo Barúa en sentido SO-NE.

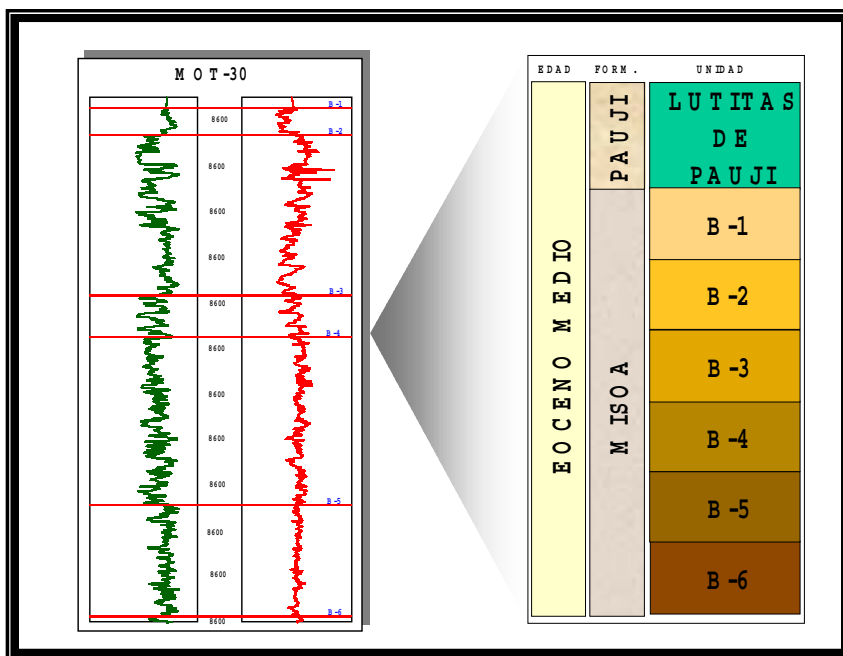


**Figura 2.6:** Columna estratigráfica del campo Motatán Domo Sur.

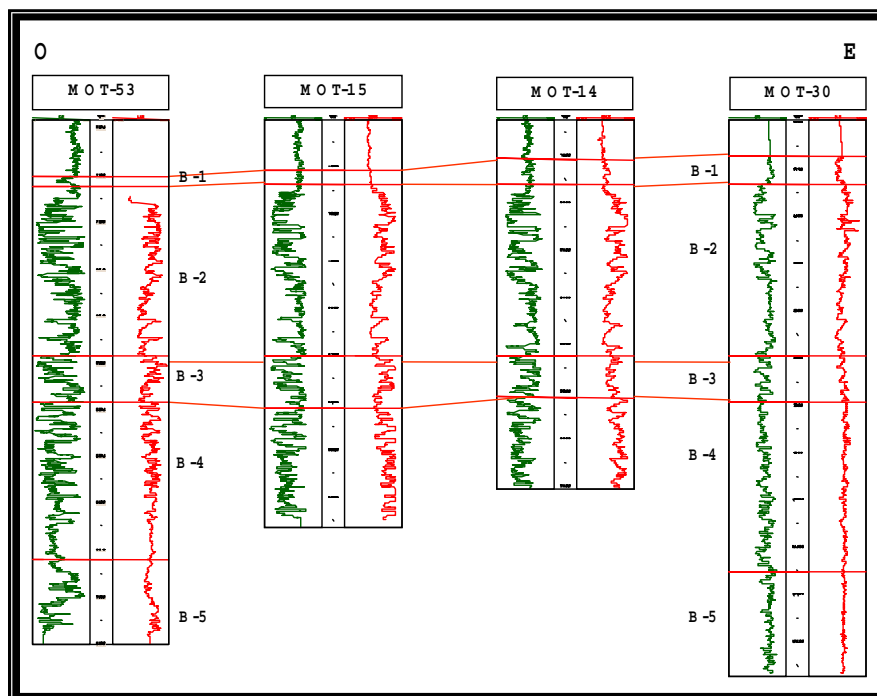


**Figura 2.7:** Sección estratigráfica del campo Motatán Domo Sur en sentido E-O.

Los yacimientos del campo Motatán Domo Norte se encuentran ubicados en la Formación Misoa la cual está conformada por las unidades pertenecientes a las arenas B (B-1/B-6) (Figs. 2.8 y 2.9).

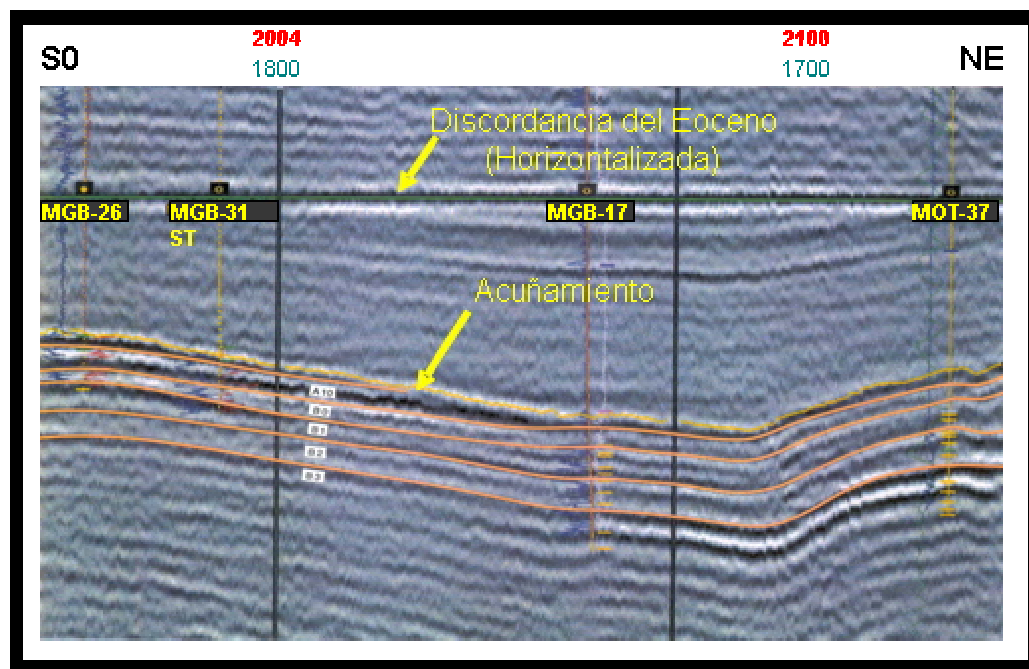


**Figura 2.8:** Columna estratigráfica del campo Motatán Domo Norte.



**Figura 2.9:** Sección estratigráfica del campo Motatán Domo Norte en sentido E-O.

Las arenas basales de Paují sufren un acuñamiento estratigráfico al norte del campo, por lo cual no constituyen yacimiento en esta área. Dicho acuñamiento se debe a que este campo se encuentra ubicado en un área relativamente más alejada de la fuente de aporte de sedimentación que el campo Motatán Domo Sur y el área sur de Barúa. En el campo Barúa dicho acuñamiento también está presente (Fig. 2.10) por lo cual en la zona norte del campo las arenas B-0, A-10 y A-9 no están presentes.



**Figura 2.10:** Interpretación de horizontes sísmicos en los topes de las arenas basales de las formaciones Paují y Misoa, horizontalizando la Discordancia de Eoceno (Petresim, 1998).

#### **CAMPO TOMOPORO:**

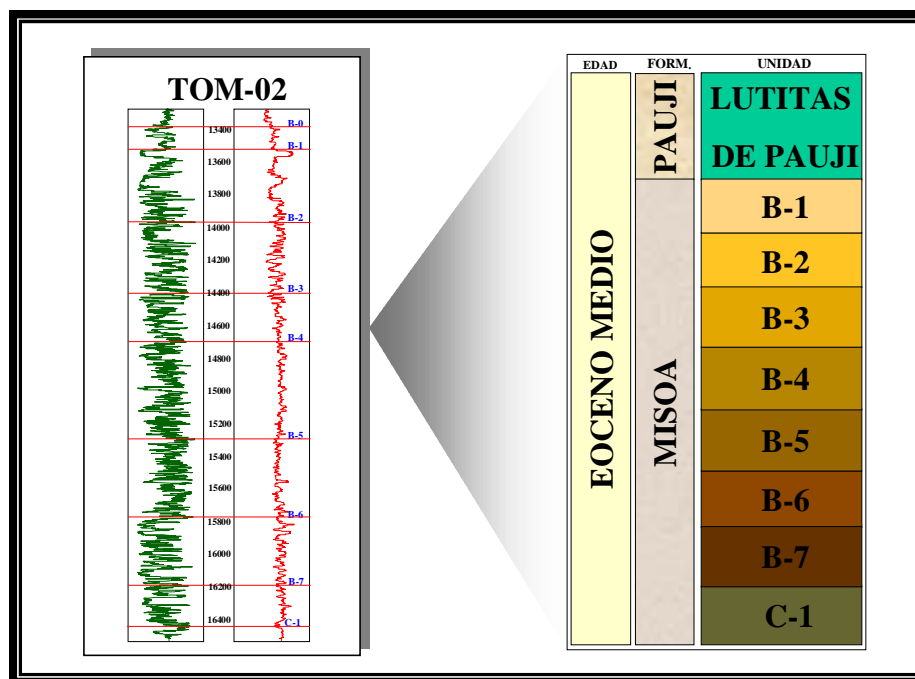
La columna estratigráfica del área de Tomoporo comienza con los sedimentos cretácicos, que pasan a los paleocenos, representados por la Formación Guasare, la cual fue erosionada parcialmente. Sobre esta discordancia fueron depositados los clásticos Eocenos compuestos por las arenas C y B de la Formación Misoa, seguidas por las lutitas de la Formación Paují, las cuales fueron parcialmente erosionadas. B-Superior pasa concordantemente a las lutitas de Paují.

El miembro B ha sido subdividido en siete unidades (de B-1 a B-7). Las unidades desde B-1 hasta B-5 constituyen a B-Superior, y B-6 con B-7 constituyen B-Inferior. Las unidades con arenas de mejor desarrollo como reservorio son usualmente B-1, B-2, y B-6.

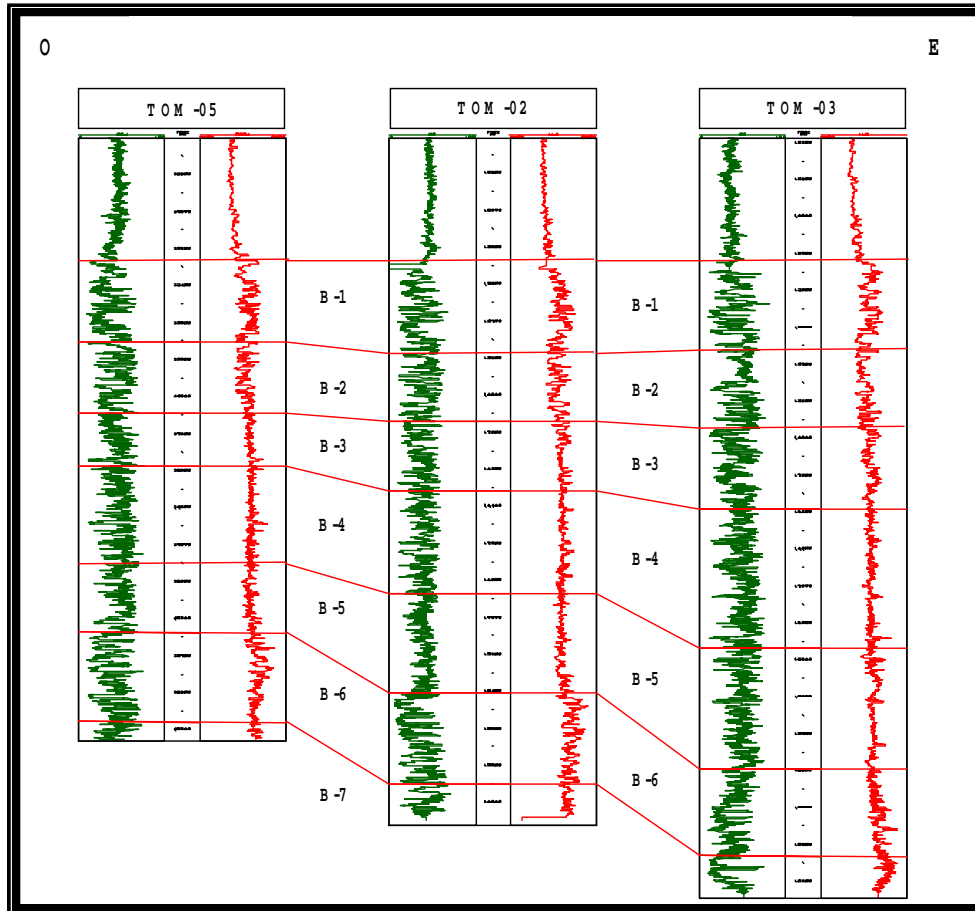
Durante el Eoceno Superior posiblemente el Oligoceno se produce un levantamiento regional que expuso y erosionó gran parte de las lutitas de Paují.

Sobre esta superficie erosionada fueron depositados los sedimentos Mio-pliocenos, incluyen un ciclo de profundización del mar (arenas de Santa Bárbara y lutitas de La Rosa), seguido gradualmente por ambientes fluvios-deltáicos donde fue depositada la Formación Lagunillas que se hacen de mayor influencia hacia el tope de ésta, hasta pasar concordantemente a condiciones netamente continentales hacia finales del Mioceno (Formación La Puerta).

La columna estratigráfica generalizada y la sección estratigráfica del área de Tomoporo pueden observarse en las figuras 2.11 y 2.12.



**Figura 2.11:** Columna estratigráfica del campo Tomoporo.



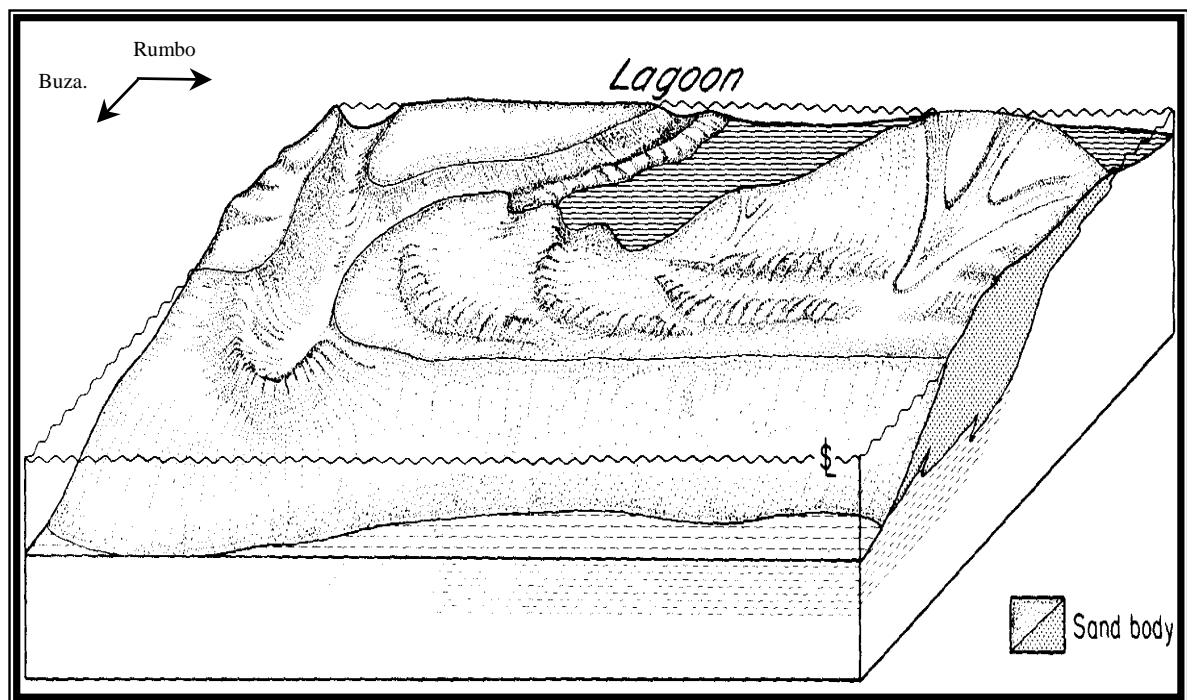
**Figura 2.12:** Sección estratigráfica del campo Tomoporo en sentido E-O.

### 2.2.3 CARACTERIZACION SEDIMENTOLÓGICA

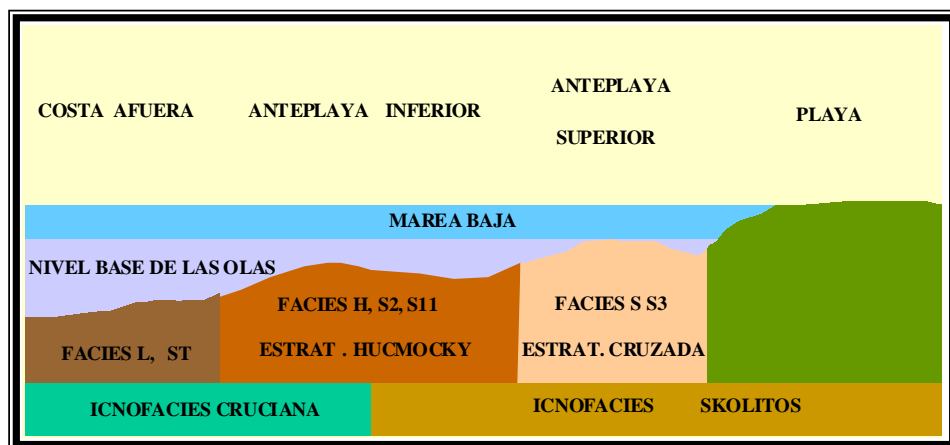
En los campos Barúa y Motatán, los yacimientos Eocenos (Formación Misoa y arenas basales de la Formación Paují), se caracterizan por ser barras litorales y barras dístales depositadas en un ambiente nerítico interno-externo (zona de anteplaya baja a superior), como lo evidencia las asociación icnológica *Skolithos-Cruziana*, los datos biostratigráficos, las asociaciones verticales de facies y las estructuras sedimentarias, presentes en el área (Figs.2.13 y 2.14).

Puche et al.(1989; en Escandón, 1998), indica que los miembros B y C de la Formación Misoa, presentes en el campo Tomoporo, fueron depositados en la gama de ambientes que va del fluvio-deltaico a marino somero. Cada uno constituye un ciclo sedimentario, representado por un intervalo inferior predominante arenáceo de alta energía (B-Inferior y C-Inferior),

seguido por una sección arcillosa da baja energía (B-Superior y C-Superior). Los intervalos B y C inferiores consisten en arenisca masivas intercaladas con lutitas delgadas, mientras que B y C Superiores consisten de arenas delgadas intercaladas con lutitas y limolitas.



**Figura 2.13:** Sistema deposicional de barras. Los yacimientos del campo Barúa son predominante depósitos de barras acumulados durante episodios de progradación y retrogradación. Tomada de Díaz (1998).



**Figura 2.14:** Morfología de la paleocosta donde se desarrollan los sistemas de barras litorales. Tomada y modificada de Escandón (1998).

Los procesos diagenéticos que afectan las areniscas de la formación Misoa y Paují son principalmente compactación, disolución y cementación. En la Formación Misoa los principales agentes que reducen la porosidad son la compactación y la cementación de sílice y carbonatos. En las arena basales de la Formación Paují el principal factor diagenético es la cementación por sílice.

Las litofacies que conforman las unidades sedimentológicas en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, son las siguientes:

**S:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Grueso a muy grueso.

**Color:** Marrón claro

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela definida por la orientación preferencial de los granos. Laminación ondulada, estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo.

**Estructuras Biológicas:** Bioturbación muy pobre, *Ophiomorpha*, *Asterosoma*, y *Thalassinoides*

**S3:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Medio a grueso

**Color:** Marrón claro a oscuro

**Estructuras Físicas:** Estratificación cruzada de bajo ángulo, laminación paralela, laminación ondulada .

En el núcleo MGB-18 la estratificación está definida por láminas de materia orgánica. Pueden presentarse en forma masiva.

**Estructuras Biológicas:** Bioturbación rara, excepto en el pozo MGB-18 donde son comunes los icnogéneros: *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Planolites*.

**S11:**



**Litología:** Arenisca.

**Tamaño de Grano:** Medio a fino.

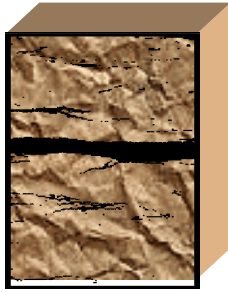
**Color:** Marrón oscuro a marrón claro.

**Estructuras Físicas:** Estratificación paralela, cruzada de bajo ángulo, laminación ondulada. En ocasiones se presenta masiva.

**Estructuras Biológicas:** Bioturbación de ausente a común: *Ophiomorpha*, *Palaeophycus* y *Thalassinoides*.



**S2:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Muy fino a limolítico.

**Color:** Marrón a gris oscuro

**Estructuras Físicas:** Laminación cruzada, laminación paralela, laminación festoneada, rizaduras asimétricas, laminación cruzada de bajo ángulo.

**Estructuras Biológicas:** La bioturbación es de ausente a común. Los icnogéneros presentes son: *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Ophiomorpha*.

**SH:**



**Litología:** Arenisca.

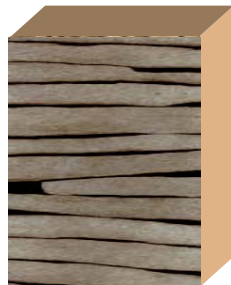
**Tamaño de Grano:** Fino a Medio.

**Color:** Color crema claro, la estratificación se dibuja claramente en tonos negruzcos y rojos debido a la presencia de siderita y de pequeñas capas de arcilla.

**Estructuras Físicas:** Estratificación cruzada tipo “hummocky.”

**Estructuras Biológicas:** De ausentes a moderadas. En algunos casos la estratificación pudo haber sido destruida por la bioturbación, conservándose sólo estructuras fantasmas que pudieran ser interpretadas como estratificación cruzada tipo “hummocky”.

**S1:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Medio a fino

**Color:** Crema claro

**Estructuras Físicas:** Estratificación ondulada y paralela.

**Estructuras Biológicas:** Ausentes.

**S31:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Medio a grueso

**Color:** Crema claro

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela y ondulada abundante.

**Estructuras Biológicas:** Ausentes.

**S21:**



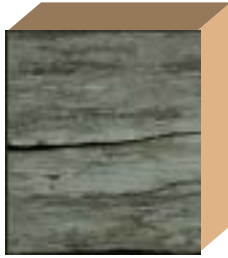
**Tamaño de Grano:** Fino a limolítico

**Color:** Gris claro

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela y ondulada abundante.

**Estructuras Biológicas:** Ausentes

**S11B:**



**Litología:** Arenisca

**Tamaño de Grano:** Medio a fino

**Color:** Gris claro a gris oscuro

**Estructuras Físicas:** Destruídas por bioturbación.

**Estructuras Biológicas:** Bioturbación abundante. Presencia de *Thalassinoides*, *Planolites*, *Asterosoma* y *Ophiomorpha*.

**S2B:**



**Litología:** Arenisca

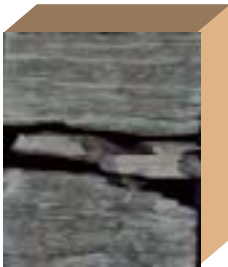
**Tamaño de Grano:** Muy fino a limolítico

**Color:** Gris verdoso

**Estructuras Físicas:** destruida por bioturbación.

**Estructuras Biológicas:** Intensamente bioturbadas. Icnogéneros: *Planolites*, *Thalassinoides*, *Bergaueria*, *Teichichnus*, *Arenicolites* y *Ophiomorpha*.

**STB:**



**Litología:** Limolita a limolita arenosa.

**Color:** Verde oscuro a gris claro.

**Estructuras Físicas:** Destruídas por bioturbación.

**Estructuras Biológicas:** Abundante bioturbación, representada por los icnogéneros: *Planolites*, *Teichichnus*, *Rhizocorallium*, *Asterosoma* y *Terebellina*.

**ST:**



**Litología:** Limolita a limolita arenosa

**Color:** Verde oscuro a gris claro.

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela o lenticular.

**Estructuras Biológicas:** Ausente a común. Los icnogéneros presentes son: *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Asterosoma*, *Terebellina*.

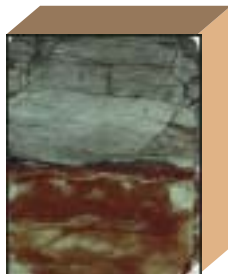
**H-HB:**

**Litología:** Lutitas intercaladas con láminas de areniscas de grano muy fino.

**Color:** Gris oscuro (lutitas), marrón oscuro (arenisca)

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela, estructuras de carga, laminación lenticular.

**Estructuras Biológicas:** Raramente a comúnmente bioturbadas. Se presentan los icnogéneros *Chondrites*, *Terebellina*. Al presentarse altamente bioturbada recibe el nombre de Facies HB.

**L-LB:**

**Litología:** Lutitas limosas a lutitas arenosas, micáceas y frecuentemente calcáreas y fosilíferas.

**Color:** Negro a verde oscuro.

**Estructuras Físicas:** Laminación paralela

**Estructuras Biológicas:** La bioturbación es de rara a moderada, con estructuras no reconocidas y escasos icnogéneros del tipo *Terebellina* y *Conichnus*. Al presentarse altamente bioturbada recibe el nombre de Facies LB.

**T:**

Estas facies representan un nivel transgresivo. La facies presenta depósitos arcillosos limolita arenosa-limolita arcillosas). Se caracteriza por poseer niveles con gran cantidad de clasto de cuarzo que gradan en abundancia de tope a base, así como abundante glauconita y nódulos de siderita. En los nódulos frecuentemente se puede observar fragmentos de fósiles. A pesar de ser superficie de poco espesor, son muy buena superficies de correlación pues son de gran extensión lateral.

Las principales facies productoras en estos campos son S, S3, S11 y en algunos casos S2.

### 3 ELABORACIÓN DE REGISTROS PSEUDO-SÓNICOS

#### 3.1 GENERALIDADES

Los registros *pseudo-sónicos* se generan principalmente por la ausencia de registros sínicos reales. Existen diversos métodos para generar este tipo de registros, uno de los cuales consiste en transformar a través de ecuaciones lineales, los registros de resistividad en registros *pseudo-sónicos*. Generalmente, después de escoger la ecuación que mejor reproduce la forma general de la distribución de la velocidad con la profundidad para una determinada área, los parámetros de la ecuación original son recalculados para que ésta se ajuste a los valores reales, para lo cual es necesario que exista al menos un registro sínico verdadero en el área de estudio.

Faust (1953), relacionó velocidad y resistividad a través de una ecuación empírica, analizando los datos de 500 pozos referidos a aproximadamente un millón de pies de secciones de areniscas y lutitas. En este trabajo se utilizó dicha ecuación como punto de partida, debido a la analogía existente entre la litología analizada por Faust y la presente en el área de estudio (secuencia alterna de areniscas y lutitas), así como también por la cantidad de registros de resistividad disponibles, tomando en cuenta la variabilidad espacial de los parámetros que Faust asumió constante en su ecuación.

#### 3.2 ANTECEDENTES TEÓRICOS

El interés de la industria petrolera en el estudio y determinación de velocidades sísmicas empezó en 1935 cuando Weatherby y Faust publicaron sus observaciones sobre el incremento de la velocidad con la profundidad y el tiempo geológico. El estudio se basó primordialmente en secciones de areniscas y lutitas, ya que no establecieron una relación similar para las calizas.

Alrededor de 15 años más tarde, Faust (1951) desarrolló una fórmula empírica para relacionar las velocidades  $V$  con la profundidad  $Z$  y la edad  $T$  (ecuación 3.1).

$$V \equiv 125.3(Z \times T)^{1/6} \quad (3.1)$$

donde  $V$  está en pies/seg,  $Z$  en pies y  $T$  en años. Esta relación cuantitativa fue establecida de los datos de 500 pozos referidos aproximadamente a un millón de pies de sección conformada por areniscas y lutitas.

Faust observó que la edad y la profundidad no eran suficientes para predecir detalladamente variaciones litológicas y de velocidad, por lo cual necesitaba una aproximación diferente.

Debido a que las velocidades compresionales están relacionadas con la composición del volumen total de la roca (especialmente el porcentaje de matriz versus el fluido), éstas son muy dependientes de la porosidad. Archie (1942), demostró una conexión similar entre la resistividad verdadera  $R_t$ , la resistividad del fluido  $R_f$  y la porosidad  $\Phi$  (ecuación 3.2).

$$R_t/R_f \equiv \phi^{-C} \quad (3.2)$$

donde  $C$  es una constante empírica que expresa el exponente de cementación. Así, la resistividad verdadera y la velocidad están unidas por una dependencia común en la porosidad.

Para la época en la cual Faust hizo su estudio, el registro de resistividad disponible era el de resistividad corta, pero éste no puede usarse para obtener directamente la resistividad de la formación debido a que el perfil se ve afectado por la resistividad del lodo, la del revoque y la de la zona invadida (compuesta por la roca y el filtrado de lodo), por lo cual es llamada resistividad aparente  $R_a$ . La obtención de la resistividad de formación a partir de la resistividad aparente no es simple, requiere datos adicionales de otros registros eléctricos y es restringida en su aplicación por varias suposiciones (Guyod y Pranglin, 1961; en Briceño, 1997). Por ello, es conveniente modificar la ecuación 3.2 a:

$$R_a/R_{mf} \equiv \phi^{-C} \quad (3.3)$$

donde  $R_{mf}$  corresponde a la resistividad del filtrado de lodo.

Si se toma  $R_a$  como una aproximación de la resistividad verdadera, se puede utilizar una relación empírica deducida por Faust (1953) entre la velocidad, resistividad y profundidad, y se puede escribir de la siguiente manera:

$$V \equiv \delta \times (Z \times R_a)^{1/6} \quad (3.4)$$

donde  $\delta = 1948$ , la cual es una constante empírica aplicada a casi todas las secciones geológicas.

Delaplanche (1963), partiendo de la ecuación de Faust y de acuerdo con los parámetros extraídos de la sísmica de pozo, sugirió (ecuación 3.5):

$$V \equiv \alpha \times Z^{\beta} \times Ra^{\nu} \quad (3.5)$$

donde  $\alpha$ ,  $\beta$ , y  $\nu$  son constantes empíricas determinadas para una localidad y  $Ra$  ha sido sustituida por  $Rt$ . Los mejores resultados obtenidos por Delaplanche (1963) fueron usando  $\nu = 0,3$  (el doble del valor original) principalmente por el poco contraste presentado por el registro de velocidad extraído de la ecuación original de Faust, comparado con las velocidades obtenidas del inverso del sónico corrido en el pozo. Para  $\beta$  utilizó un amplio rango de valores que van desde 0,064 a 0,27.

Una alta resistividad generalmente está asociada con un bajo tiempo de tránsito  $DT$ . La ecuación de Faust se puede escribir en términos de tiempo de tránsito o velocidad de la siguiente manera (ecuación 3.6):

$$\frac{1}{V} \equiv DT' \equiv \frac{1}{\delta} \times (Z \times Ra)^{-1/6} \quad (3.6)$$

donde  $DT'$  es un pseudo tiempo de tránsito generado de un valor de resistividad observada.

Faust et al. (1953), describió la relación en términos de parámetros físicos tales como profundidad, edad y litología. Kim (1964; en Rudman, 1988), demostró cómo una relación matemática empírica puede ser desarrollada entre  $Ra$  (resistividad aparente) y tiempo de tránsito  $DT$  únicamente.

Kim (1964; en Rudman, 1988), generó una función predictiva que llamó función de escala, donde algún valor de resistividad específico corresponde a un tiempo de tránsito (ecuación 3.7).

$$DT' \equiv A + (B) \times Ra^{-1/C} \quad (3.7)$$

Debido a las suposiciones envueltas no es práctico igualar las constantes  $A$ ,  $B$ , y  $C$  a parámetros físicos significantes.

Trabajos posteriores relativos a velocidades y resistividades eléctricas se han basado en la investigación de Kim (1964; en Rudman, 1988).

Smith et al (1979), al estudiar la relación entre resistividad y velocidad para sedimentos de edad Mississippiana y Pennsylvaniana, definió el tiempo de tránsito como (ecuación 3.8):

$$DT' \equiv 94,2 \times R^{-0,15} \quad (3.8)$$

donde la constante 94,2 tiene solamente valor local y en la práctica es estimada para compensar los errores de lectura en la sección litológica superior e inferior.

Rudman (1982), partiendo de la ecuación de Kim (1964), presenta una aproximación empírica usando una función de escala promedio obtenida para un área particular.

Brito (1988), presenta una nueva aproximación (ecuación 3.9) para obtener registros de pseudo-velocidad a partir de registros de resistividad basándose en Bussian (1983) y Wyllie et al. (1956).

$$T \equiv A \times (R_{xo})^{-1/m} + \underline{B} \times (R_{xo})^{(m-1)/m} + C \quad (3.9)$$

donde  $R_{xo}$  es la resistividad de la zona invadida, A, B, C y m son constantes.

Acosta y Da Silva (1996), partiendo de Faust (1953), desarrollaron una metodología para obtener registros sínicos a partir de registros de resistividad y sísmica de pozo, la cual se basa en multiplicar cada muestra del pseudo sínico, obtenida del valor correspondiente de resistividad elevado al exponente (-1/6), por un factor de corrección calculado a partir de los valores de tiempo-profundidad obtenidos del registro Check-shot o tiro de verificación.

Briceño (1998), desarrolló una metodología para elaborar registros *pseudo-sínicos*, utilizando la ecuación empírica (ecuación 3.10)

$$DT' \equiv 95 \times R^{-1/10} \quad (3.10)$$

la cual relaciona la resistividad R y el tiempo de tránsito, para las calizas del Cretáceo del flanco Perijanero en el occidente de Venezuela.

### 3.3 METODOLOGÍA

Para generar registros *pseudo-sónicos* se seleccionaron todos aquellos pozos (dentro del área de estudio) que poseían registros sínicos y de resistividad en buen estado que estuvieran en un mismo intervalo, conformado por secciones de areniscas y lutitas pertenecientes a las formaciones Paují y Misoa de edad Eoceno.

En principio se buscaba generar registros *pseudo-sónicos* calibrados por tiros de verificación “Check Shot”, pero debido a que no todos los pozos poseían check shot, se decidió no utilizar dicha calibración.

Debido a que las variables  $Z$  y  $R$  usadas en la ecuación (3.6) dependen de las características estructurales y litológicas presentes en cada pozo, en este trabajo se estudió el comportamiento de la velocidad calculada a partir de la (3.11), considerando la variabilidad de los parámetros que Faust asumió como constante en (3.6)

$$V \equiv a \times (Z \times R)^{1/m} \quad (3.11)$$

donde  $V$  es la velocidad con que viaja la onda compresional en la formación, la cual se obtiene del valor inverso del tiempo tránsito a partir del registro sínico real,  $Z$  es la profundidad y  $R$  la resistividad. Generalmente los valores de resistividad obtenidos en los registros de resistividad profunda son los que mejor se aproximan al valor de la resistividad verdadera  $R_t$ , es por ello, que en este trabajo se utilizaron los registros profunda (ILD y LLD) disponibles en el área de estudio.

Para conocer los valores de los parámetros  $a$  y  $m$  de cada pozo se aplicó la transformación:  $Y = \ln(x)$  a fin de linearizar la ecuación 3.11 obteniendo la siguiente relación (3.12):

$$\ln(V) = \ln a + (1/m) \times \ln(Z \times R) \quad (3.12)$$

la cual se puede expresar como:

$$V' = A' + M' \times (ZR)' \quad (3.13)$$



Esta transformación se aplicó a los datos de pozo y se construyeron gráficos cruzados entre  $V'$  y  $(ZR)'$ , luego se le aplicó una regresión lineal a fin de obtener los valores de  $A'$  y  $M'$  donde:

$$A' = \text{Ln } a \quad (3.14) \quad \text{y} \quad M' = \frac{1}{m} \quad (3.15)$$

Devolviendo los cambios se tiene que:

$$a \equiv e^{A'} \quad (3.16) \quad \text{y} \quad m \equiv \frac{1}{M'} \quad (3.17)$$

En la mayoría de los gráficos se observó que algunos puntos se encontraban fuera de la región de mayor densidad puntos, por tal razón los valores de  $a$  y  $m$  se calcularon para dos casos en un mismo gráfico. Esto se hizo para generar un registro *pseudo-sónico* a partir de los valores de  $a$  y  $m$  obtenidos para cada caso y determinar cual de ellos reproducía mejor la forma general del sónico real

Caso 1: los valores de  $a$  y  $m$  se obtuvieron de la regresión lineal aplicada a todos los puntos del gráfico (Fig. 3.1).

Caso 2: los valores de  $a$  y  $m$  se obtuvieron de la regresión lineal aplicada a la región donde se encontraba la mayor densidad de puntos del gráfico (Fig. 3.2).

Con los valores de  $a$  y  $m$  calculado para los casos 1 y 2, se generaron registros *pseudo-sónicos* a partir de la ecuación 3.18.

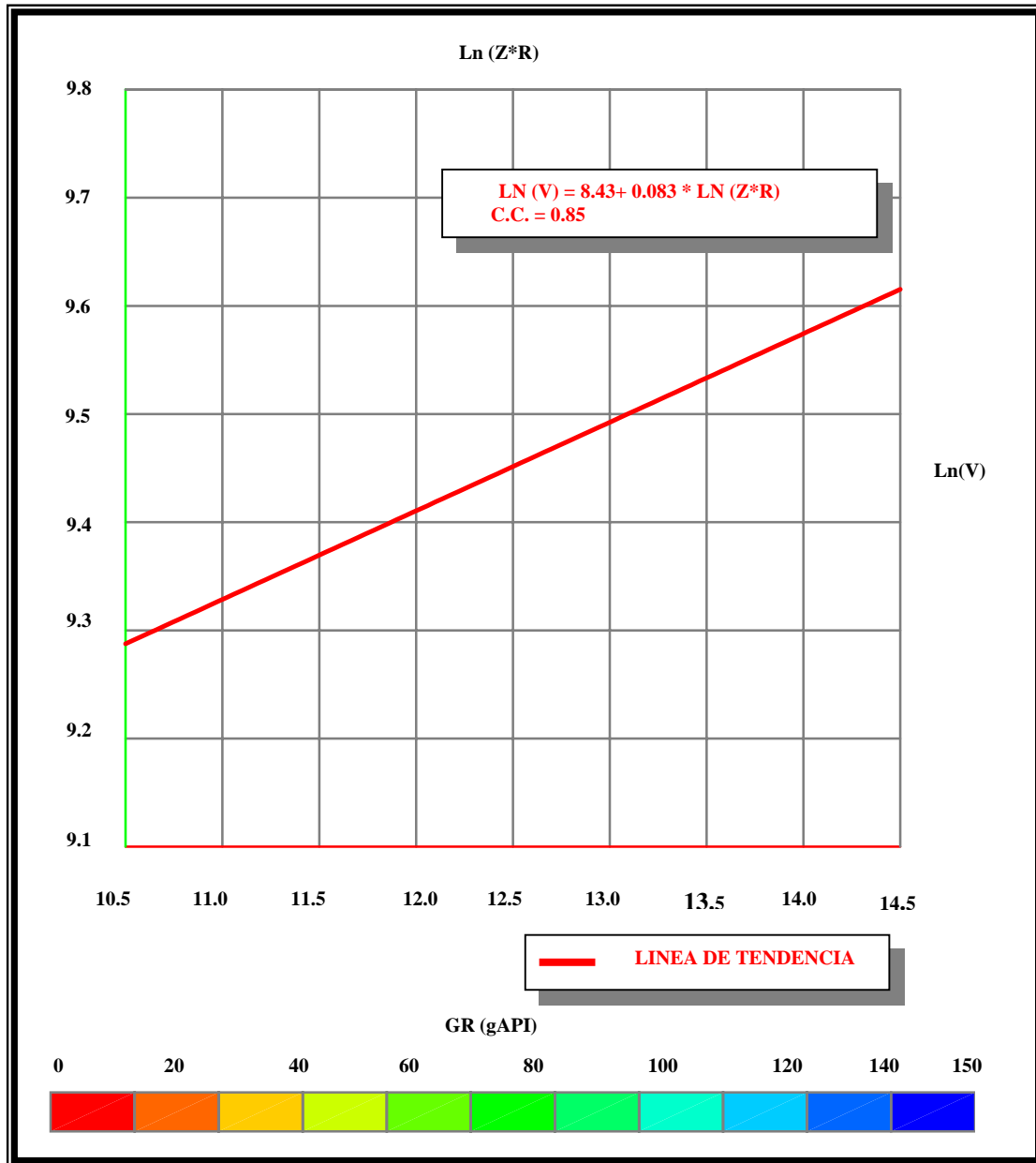
$$DT_{-P} \equiv \frac{1}{V} \equiv \frac{1}{a} \times (Z \times R)^{-1/m} \quad (3.18)$$

donde  $DT_{-P}$  es un pseudo tiempo de tránsito generado de un valor de resistividad, el cual se obtiene calculando el inverso de la ecuación (3.11).

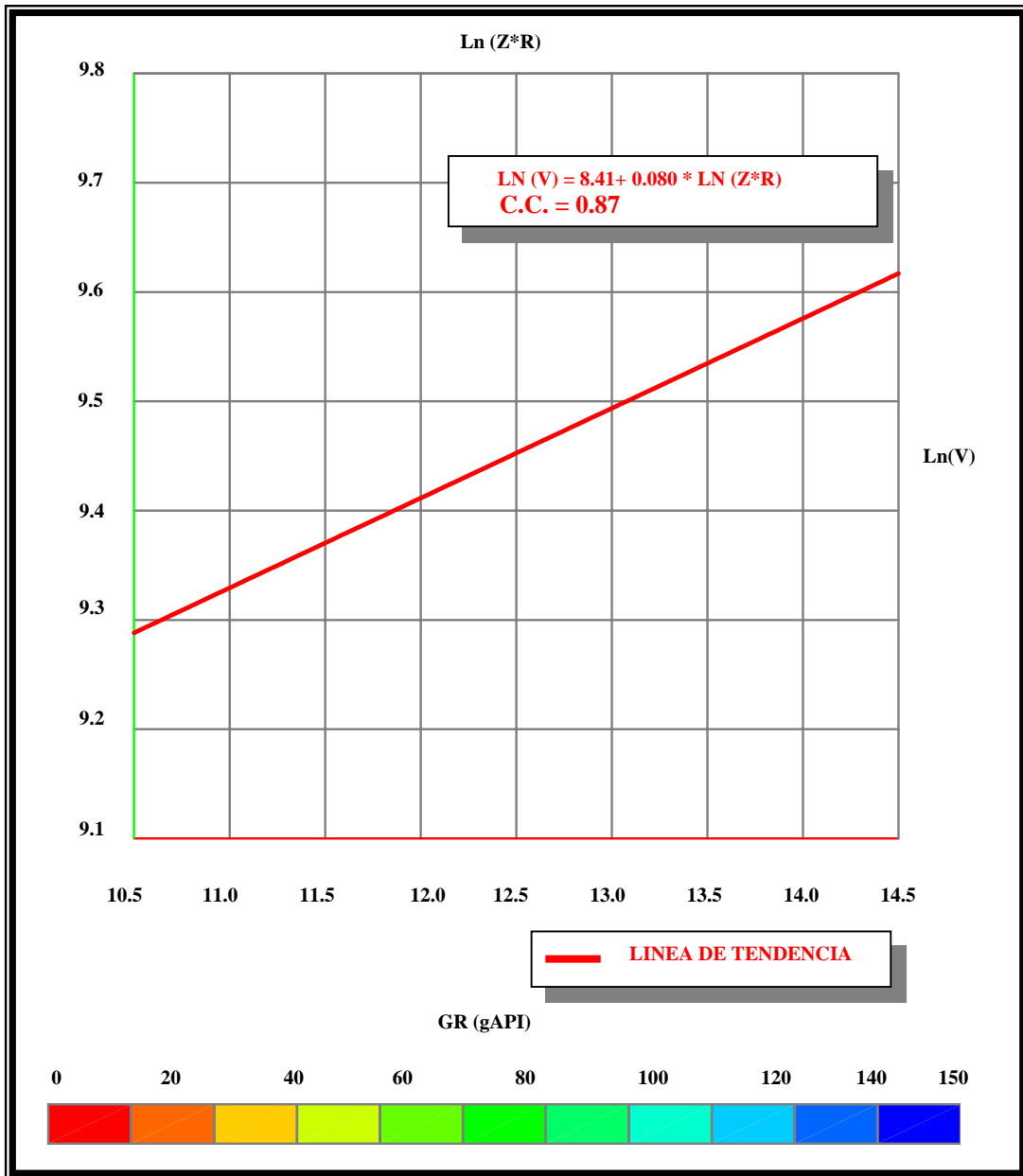
El registro *pseudo-sónico* calculado con los valores de  $a$  y  $m$  obtenidos del caso 1 se le llamo  $DT_{-1}$ , el calculado con los valores obtenidos del caso 2 se llamo  $DT_{-2}$ , y un tercero generado a partir de la ecuación de Faust (3.6) se llamo  $DT_{-F}$  (Fig. 3.3). Para determinar cual de estos *pseudo-sónicos* reproducía mejor la forma del sónico real, se hizo una comparación

gráfica donde DT\_1 fue el registro *pseudo-sónico* que mejor reprodujo la forma del sónico real en todos los pozos.

Adicionalmente a esta comparación, se calculo el error cuadrático medio RMS y la deriva en milisegundos a cada pseudo registro (DT\_1, DT\_2 y DT\_F) para cuantificar cual presentaba menor diferencia con el sónico real.



**Figura 3.1:** Gráfico del  $\ln(V)$  versus  $\ln(Z \cdot R)$  para una sección de areniscas y lutitas del pozo MGB-17 en el campo Barúa según caso 1, donde cc es el coeficiente de correlación.



**Figura 3.2:** Gráfico del  $\ln(V)$  versus  $\ln(Z \cdot R)$  para una sección de areniscas y lutitas del pozo MGB-17 del campo Barúa según caso 2, donde cc es el coeficiente de correlación.

El error RMS de cada registro *pseudo-sónico* se calculo utilizando la ecuación (3.19).

$$RMS \equiv \sqrt{\frac{\sum (DT - DT_p)^2}{N - 1}} \quad (3.19)$$

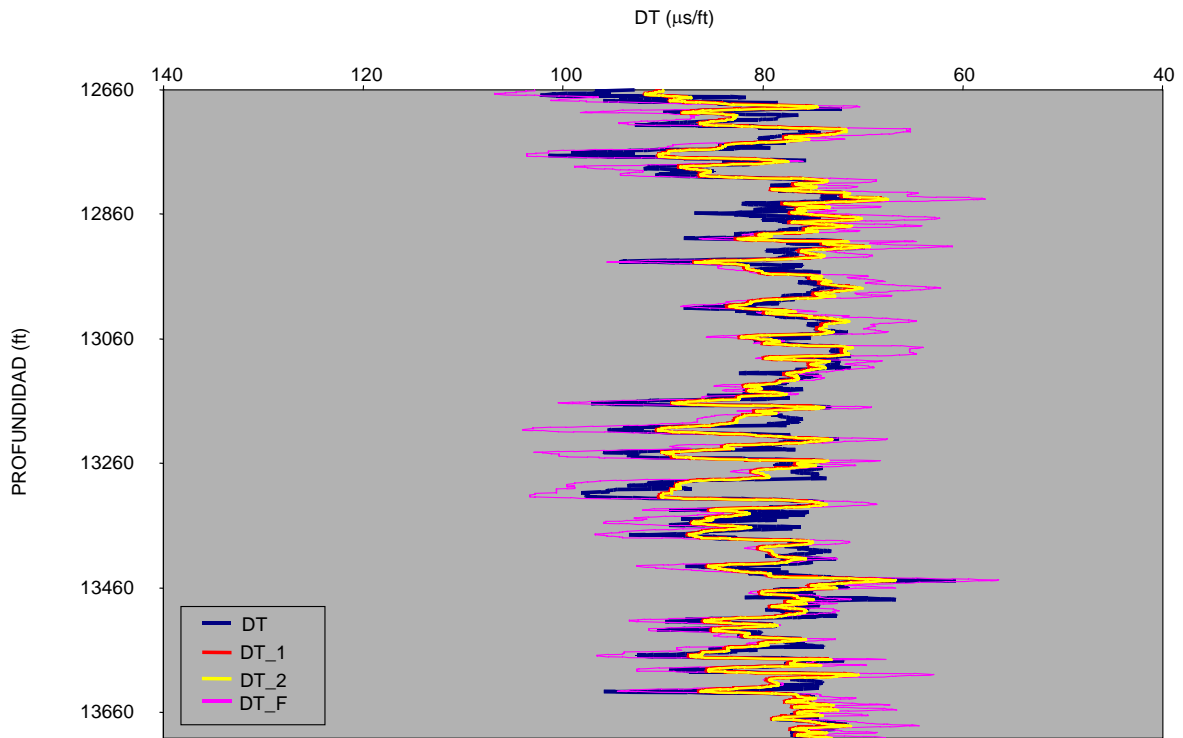
donde DT es el valor medido por el registro sónico real, DT<sub>p</sub> el medido por el *pseudo-sónico* y N la cantidad de valores. La deriva de cada *pseudo-sónico* se obtuvo calculando la diferencia entre la integración del registro sónico real y la de cada *pseudo-sónico* (Figs. 3.4 y 3.5).

El registro *pseudo-sónico* que presento menor diferencia con el sónico real fue DT<sub>1</sub>, debido a que los valores de error y deriva fueron menores que la de los otros *pseudo-sónicos* (DT<sub>2</sub> y DT<sub>F</sub>) en el 100% de los pozos (Fig. 3.3 y tabla 3.1).

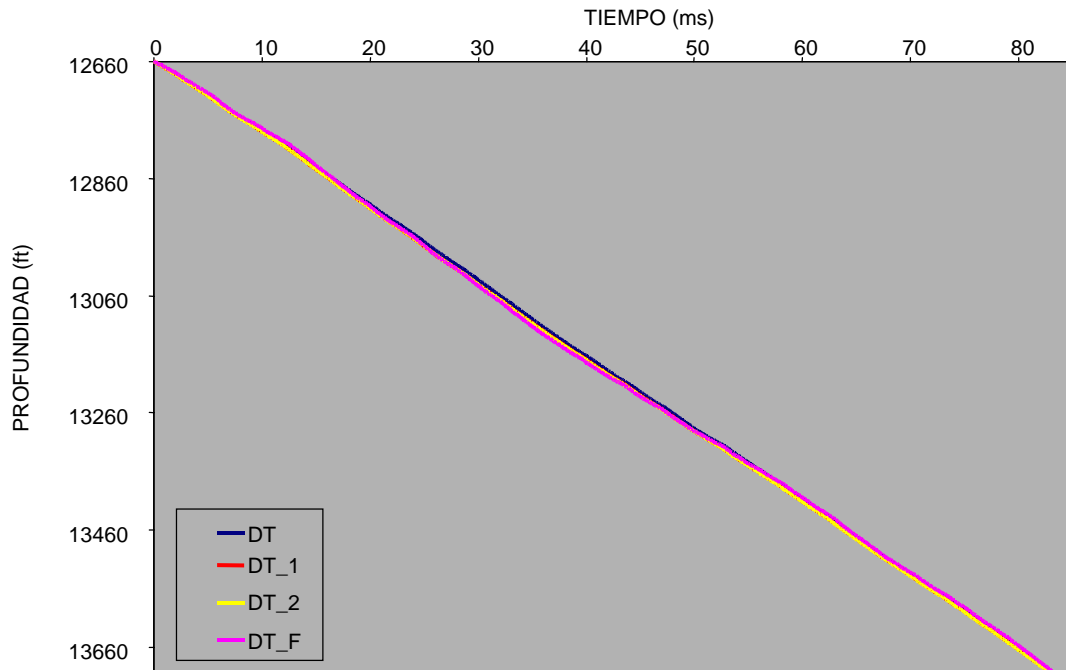
El registro *pseudo-sónico* que mejor se ajustó a la forma del sónico real es DT<sub>1</sub>, debido a que su de error y deriva fue menor que la de los otros *pseudo-sónicos* (DT<sub>2</sub> y DT<sub>F</sub>) en todos los pozos (Fig. 3.3 y tabla 3.1).

Por tal motivo, se decidió que DT<sub>1</sub> es el *pseudo-sónico* que mejor reproduce la forma general del registro sónico real (Fig. 3.6) en todos los pozos estudiados (anexo 1).

Una forma de comprobar que DT<sub>1</sub> reproduce la variabilidad del registro sónico real es mediante la comparación entre la distribución de los datos de cada registro (DT real y DT<sub>1</sub>) en función de histogramas para cada pozo, donde se observo que la distribución de los datos era prácticamente la misma (unimodal y Gaussiana) en el 100% de los pozos estudiados, la cual no presentó valores extremos y sus mayores frecuencias se encontraban prácticamente en un mismo rango (60 y 90 μs/ft) tal como se muestra en la figura 3.7 (anexo 2). Otra forma empleada para validar los pseudo-perfiles consistió en construir sismogramas sintéticos a partir de los registros DT (sónico real) y DT<sub>1</sub> (mejor *pseudo-sónico*) en un pozo por campo, a fin de cotejar cada sismograma sintético obtenido con la sísmica. A pesar de que DT<sub>1</sub> presentó cierta diferencia con DT en el intervalo de las lutitas de Paují, se puede decir que esta diferencia no afecto la correlación entre datos de pozo y sísmica, observándose que los sismogramas generados a partir de los registros sónicos y *pseudo-sónicos* son muy similares, estos a su vez reprodujeron muy bien la forma general de las trazas sísmicas (calibración sísmica) tal como se muestra en la figura 3.8 (anexo 3).



**Figura 3.3:** Comparación de registros *pseudo-sónicos* con el sónico real del pozo MGB-17 del campo Barúa.



**Figura 3.4:** Integración de registros *pseudo-sónicos* y sónico real del pozo MGB-17 del campo Barúa.

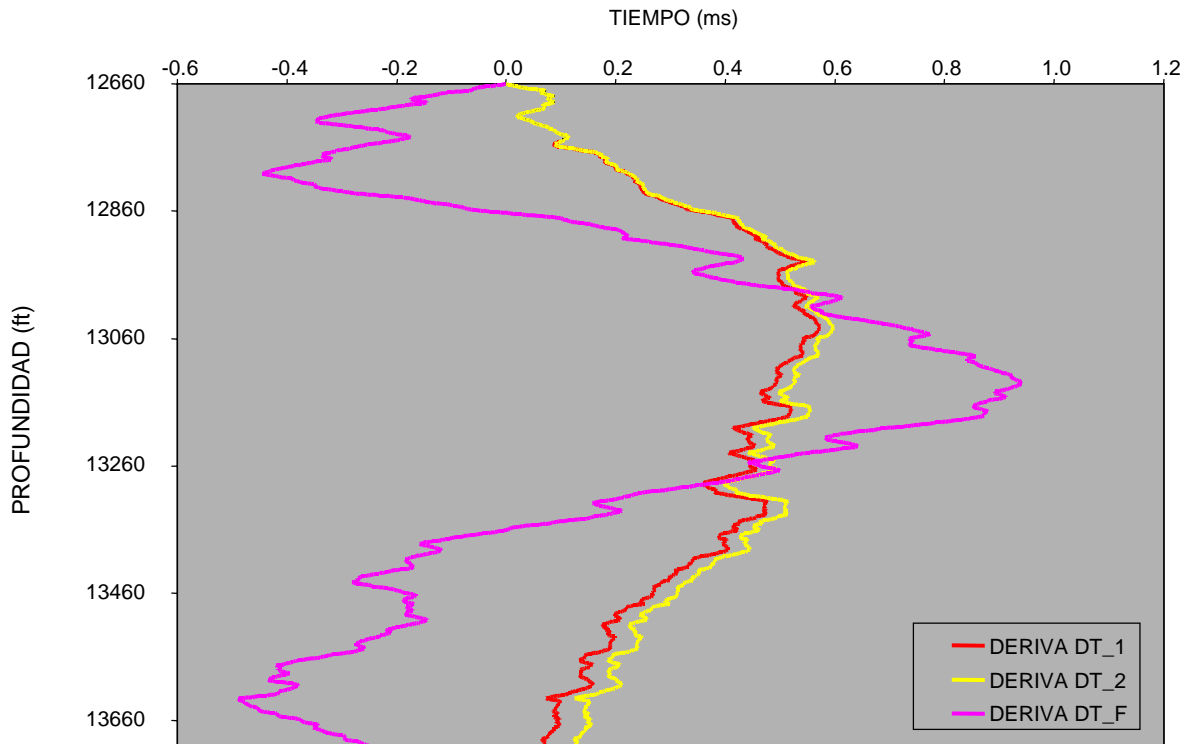
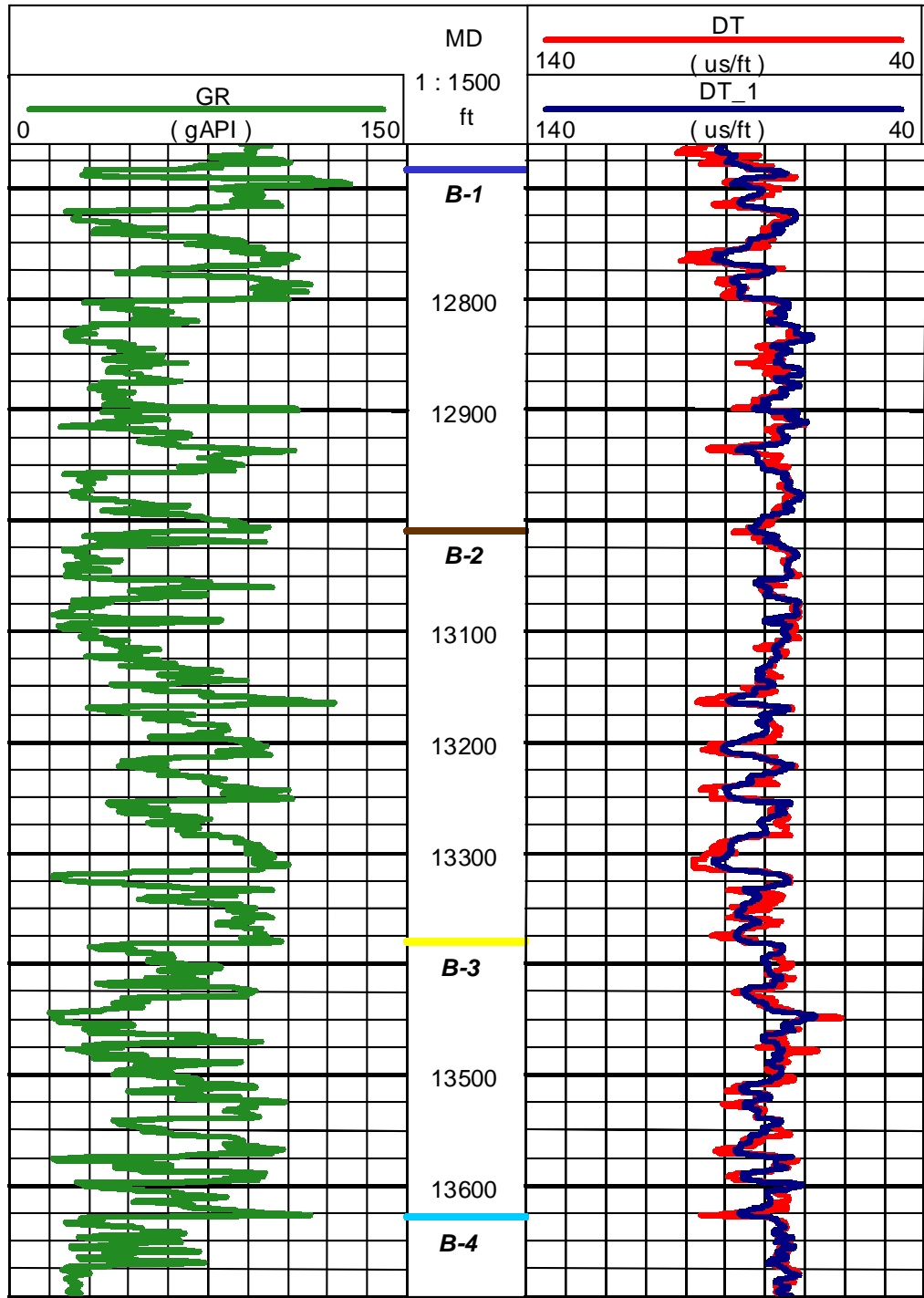


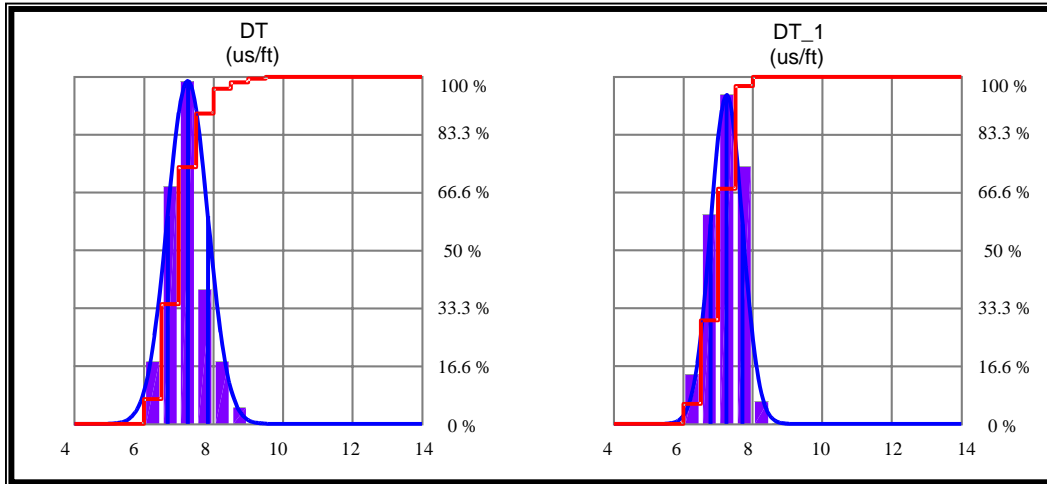
Figura 3.5: Deriva de registros *pseudo-sónicos* en el pozo MGB-17 del campo Barúa.

	POZO	ESPESOR (ft)	DT_1			DT_2			ERROR RMS			DERIVA MAX.(ms)		
			a	m	CC	a	m	CC	DT1	DT2	DT F	DT1	DT2	DT F
B A R U A	MGB-05	13150-13888	5423	14	0.64	5273	14	0.75	4	4.21	9.42	0.70	0.86	0.70
	MGB-13	12000-13420	4566	11	0.79	4498	11	0.84	3.35	3.40	6.20	0.46	0.54	1.16
	MGB-14	13000-13780	5768	15	0.82	6369	16	0.86	2.30	2.61	6.12	0.34	0.54	0.56
	MGB-15	12000-13600	4044	10	0.84	4199	10	0.87	3.48	3.52	5.85	0.95	1.10	1.45
	MGB-16	12720-13580	5433	13	0.82	4533	11	0.88	3.06	3.61	6.25	0.38	0.42	1.36
	MGB-17	12660-13700	4571	12	0.85	4527	12	0.87	2.69	2.72	5.37	0.54	0.60	0.94
	MGB-18	12620-13498	6093	15	0.79	5875	14	0.84	2.98	3.19	6.85	0.48	0.70	1.00
	MGB-19	11490-12075	5940	16	0.63	6196	17	0.70	3.32	3.50	9.34	0.24	0.42	0.70
	MGB-20	12500-13452	4707	11	0.85	4442	11	0.87	3.13	3.30	5.59	0.30	0.50	1.30
	MGB-35	13330-14350	6639	17	0.56	5632	14	0.75	2.33	2.84	6.82	0.70	1.10	0.96
M O T A N	MOT-37	10880-12077	4928	12	0.71	4609	11	0.81	4.54	4.84	8.95	1.00	1.10	1.40
	MOT-12	8150-8770	1419	6	0.79	2141	8	0.87	7.6	8.1	10.9	0.60	1.12	1.54
	MOT-14	8200-9200	2504	7	0.82	4276	11	0.88	4.50	5.70	9.97	0.65	0.75	2.65
	MOT-15	7482-8482	2217	7	0.82	4651	12	0.84	4.53	5.55	10.40	0.70	1.00	3.80
	MOT-18	8000-9300	4053	10	0.82	3692	10	0.87	5.00	5.50	8.50	1.10	1.35	1.15
	MOT-23	8250-9900	4956	13	0.80	4874	12	0.87	4.10	4.40	8.50	1.00	1.90	2.25
	MOT-33	10700-12400	4143	11	0.71	3872	10	0.77	4.13	4.35	7.63	0.30	0.65	1.40
	MOT-35	7950-8700	5278	14	0.72	6038	15	0.84	3.80	4.40	7.63	0.30	1.80	1.45
	MOT-39	9900-11850	5937	15	0.76	4845	12	0.88	2.00	3.00	5.80	1.10	2.50	2.30
	MOT-43	9730-10500	6201	16	0.64	5227	13	0.85	2.60	3.15	7.00	0.52	1.16	0.72
T O M Q	MOT-50	7922-9500	5187	14	0.56	4848	12	0.76	4.80	5.20	10.80	0.60	2.60	3.95
	MOT-54	10360-11250	4461	12	0.67	3922	11	0.79	4.80	5.60	9.80	0.70	1.25	1.35
	TOM-01	13850-14500	4588	11	0.78	4255	10	0.87	2.83	3.03	5.24	0.10	0.20	0.50
	TOM-02	13200-14100	4383	11	0.63	4483	12	0.70	4.40	4.60	8.72	1.00	1.70	1.60
	TOM-03	12900-13900	3326	9	0.83	3490	9	0.85	3.92	4.20	6.00	0.88	0.90	1.50
TOM-05	13400-14100	3133	8	0.72	3033	8	0.78	5.20	5.40	7.20	0.63	0.85	0.85	

Tabla 3.1: Valores de  $a$  y  $m$  obtenidos en los casos 1 y 2, error RMS, y deriva para cada *pseudo-sónico*.



**Figura 3.6:** Comparación gráfica entre los registros sísmico (DT) y pseudo-sísmico (DT\_1) del pozo MGB-17 del campo Barúa.



**Figura 3.7:** Comparación entre la distribución de los datos del registro sónico (DT) y el *pseudo-sónico* (DT\_1) del pozo MGB-17 del campo Barúa, donde curva de color azul describe la distribución de los datos y la línea roja representa la frecuencia acumulada.



**Figura 3.8:** Sismogramas sintéticos generados a partir de los registros sónico (DT) y *pseudo-sónico* (DT\_1) en el pozo MGB-17 del campo Barúa.



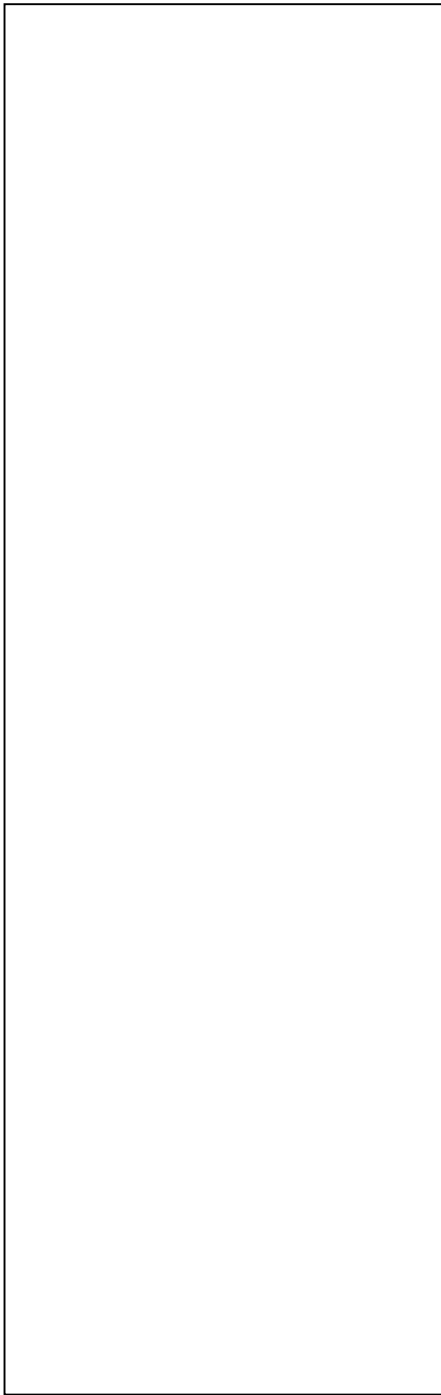
### 3.4 RESULTADOS

De acuerdo con el análisis estadístico y la comparación entre sismogramas sintéticos, los resultados obtenidos son los siguientes:

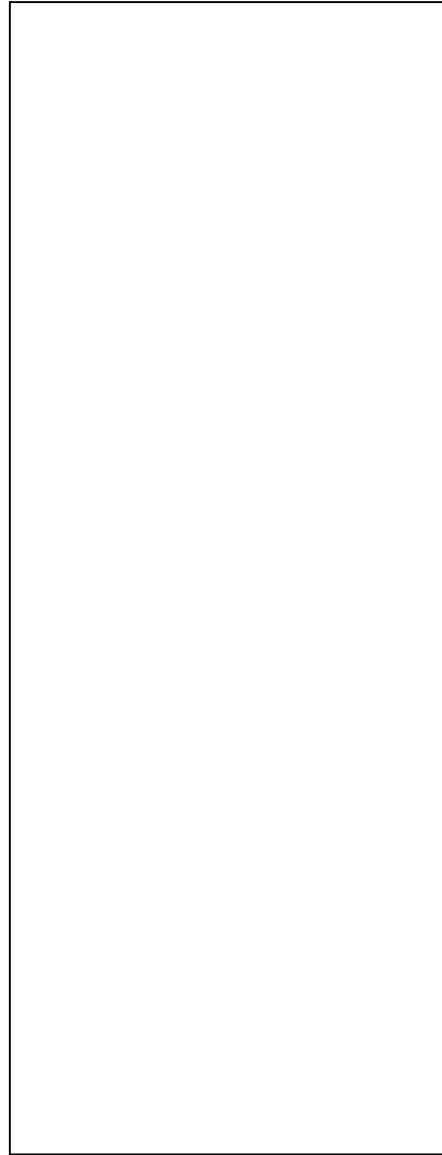
- 1) Se verificó que el registro *pseudo-sónico* DT\_1 reproduce muy bien la forma del sónico real, por lo tanto los parámetros  $a$  y  $m$  de la ecuación 3.11 calculados según el caso 1, son más confiables y representativos que los utilizados por Faust en la ecuación 3.6, ya que están condicionados por las características litológicas y estructurales del área de estudio. Esto permitió conocer la variabilidad espacial de los parámetros  $a$  y  $m$  mediante la elaboración de mapas en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, observándose que los valores de  $a$  y  $m$  aumentan en sentido sur-norte (Figs. 3.8 y 3.9).
- 2) Una vez conocida la tendencia de cada mapa se le asignaron valores de  $a$  y  $m$  a todos aquellos pozos (75) donde no existen registros sónicos (tablas 3.2, 3.3 y 3.4), los cuales permitan generar *pseudo-sónicos* en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo a partir de registros de resistividad utilizando la ecuación 3.18.
- 3) La validación de los mapas antes mencionados, se realizó asignándoles valores de  $a$  y  $m$  a dos pozos recién perforados que poseen registros sónicos, el MOT-25B del campo Motatán y el MGB-44 de Barúa, en los cuales se construyeron registros *pseudo-sónicos* mediante las ecuaciones 3.18 y 3.6 (Faust), obteniéndose que los construidos mediante la ecuación 3.18 a partir de los valores ( $a$  y  $m$ ) asignados por los mapas, reprodujeron mejor la forma de los sónicos reales que los obtenidos mediante la ecuación de Faust (Figs. 3.11 y 3.12).

**Figura 3.9:** Mapa del parámetro  $a$  calculado según caso 1, aplicando la regresión lineal a todos los puntos del gráfico cruzado entre  $\ln(v)$  y  $\ln(Z \cdot R)$ .

**Figura 3.10:** Mapa del parámetro  $m$  calculado según caso 2, aplicando la regresión lineal a la región donde se encontraba la mayor densidad de puntos del gráfico cruzado entre  $\text{Ln}(v)$  y  $\text{Ln}(Z^*R)$ .



**Tabla 3.2:** Valores de los parámetros  $a$  y  $m$  asignados a 40 pozos sin registros del campo Motatán.

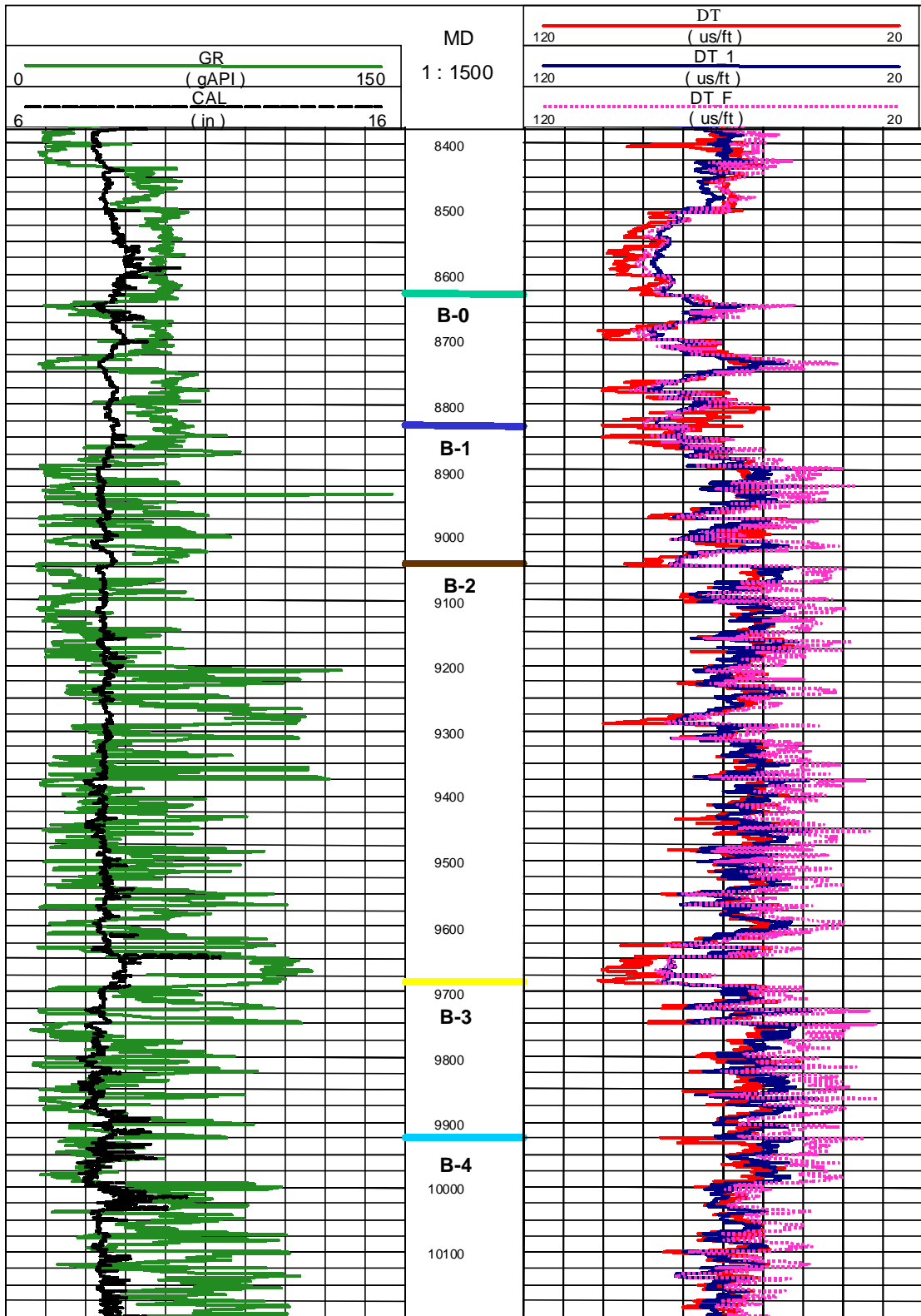


**Tabla 3.3:** Valores de los parámetros  $a$  y  $m$  asignados a 33 pozos sin registros del campo Barúa.



**Tabla 3.4:** Valores de los parámetros  $a$  y  $m$  asignados a 2 pozos sin registros del campo Tomoporo.





**Figura 3.11:** Comparación de registros *pseudo-sónicos* (DT\_1 y DT\_F) con *sónico* real DT en el pozo MOT-25B del campo Motatán.

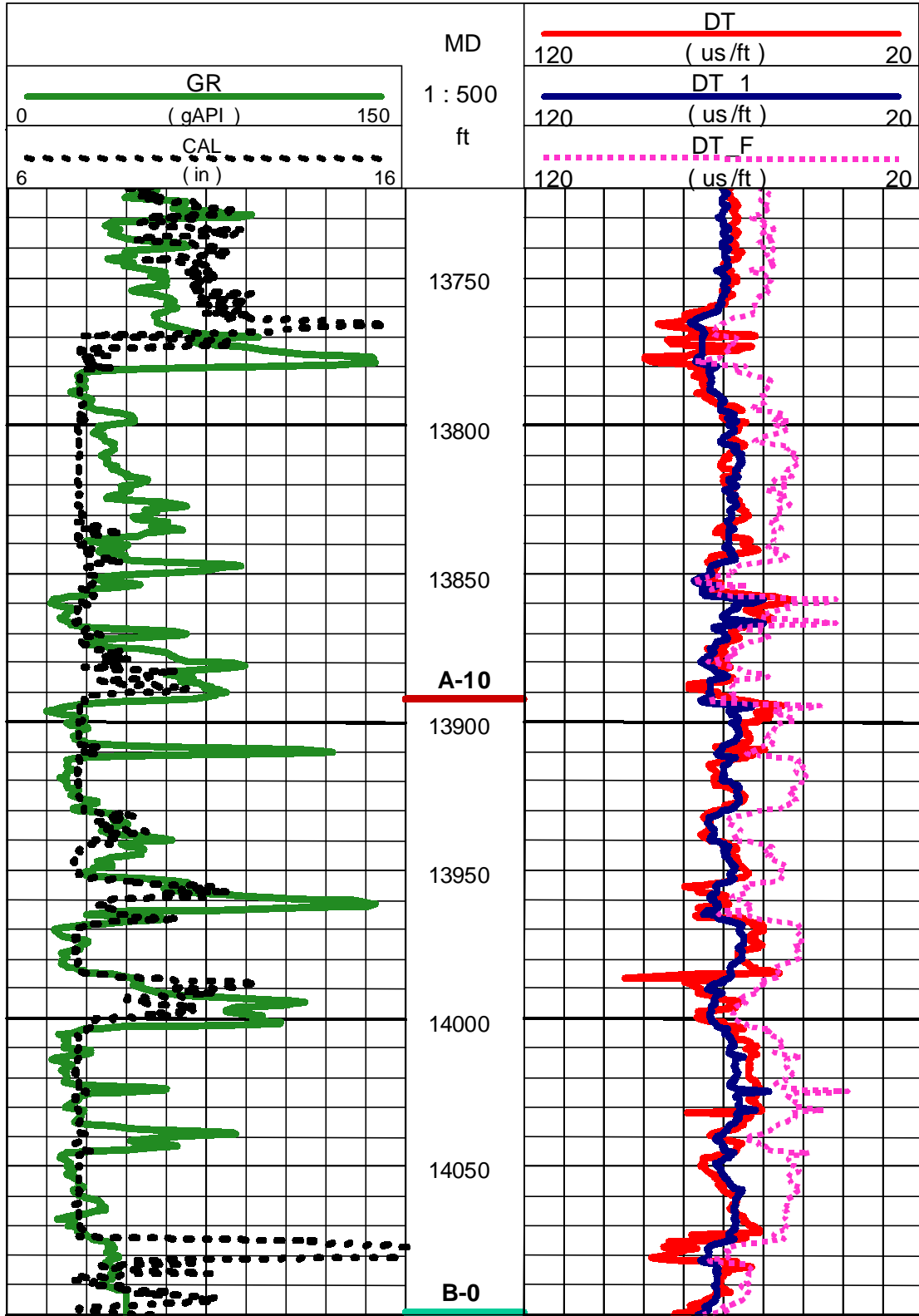


Figura 3.12: Comparación de registros *pseudo-sónicos* (DT\_1 y DT\_F) con sónico real DT en el pozo MGB-44 del campo Barúa.

### 3.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS

La tendencia en los mapas de los parámetros  $a$  y  $m$  resultó ser prácticamente la misma, donde los valores de cada parámetro se incrementa de norte a sur en ambos mapas (Figs. 3.9 y 3.10).

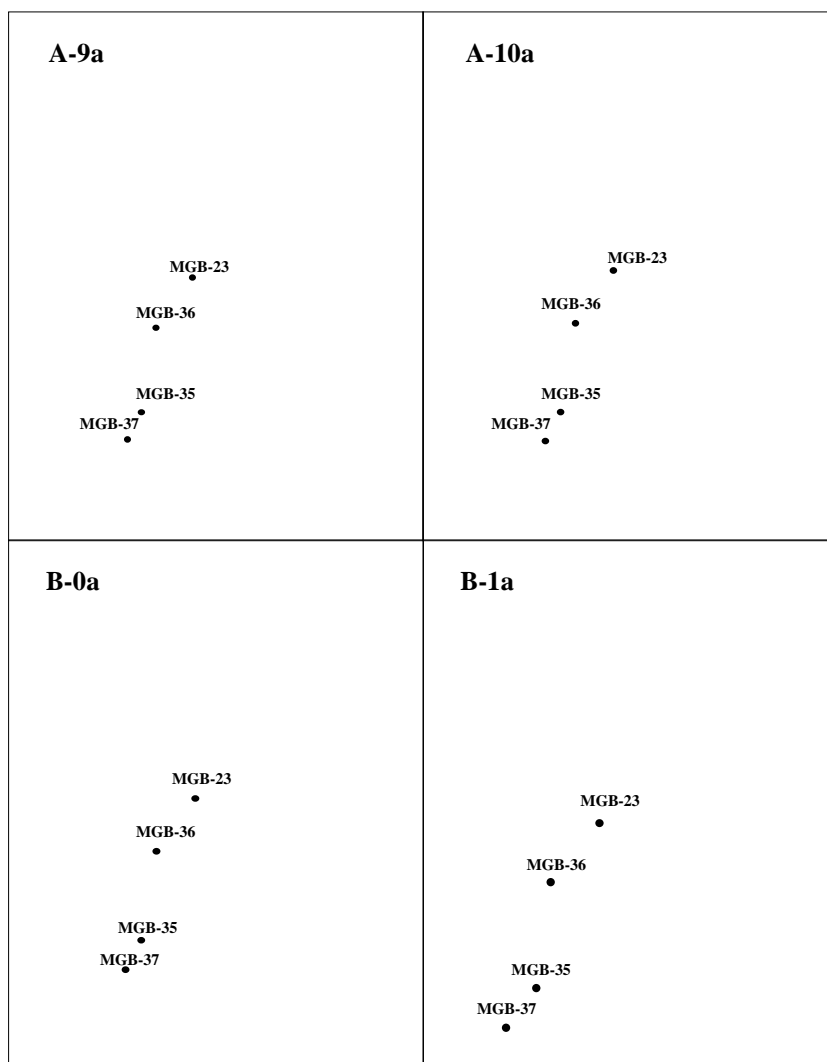
El mapa del parámetro  $a$  presenta valores (adimensionales) que van desde 1400 (noreste) hasta 7000 (sur), mientras que en el de  $m$  los valores (adimensionales) van desde 6 (noreste) hasta 17 (sur).

Regionalmente los mapas de los parámetros  $a$  y  $m$  respetan la tendencia general de la sedimentación, la cual puede ser representada por los mapas de distribución de facies del Campo Barúa, ya que los valores de  $a$  y  $m$  disminuyen en la misma dirección que disminuyen la calidad de las arenas. En estos mapas se observa una dirección preferencial de depositación sur-norte y una orientación de los cuerpos sureste-noroeste (Fig. 3.13), la cual también es reflejada en los mapas de atributos sísmicos "*Fase Instantánea*" (A-9) y "*Perigram*" (A-10) tal y como se muestra en las figuras 3.14 y 3.15.

También puede observarse que la tendencia en los mapas de los parámetros  $a$  y  $m$  correlaciona con el mapa estructural de los tres campo y con la de los mapas de velocidad interválica de las arenas basales de la Formación Paují (Figs. 2.3, 3.16 y 3.17).

Aunque resulte difícil determinar de forma analítica que factor específicamente está ocasionando la respuesta en los mapas de los parámetros  $a$  y  $m$ , se puede decir que ellos están condicionados por las características estructurales y litológicas del área de estudio, lo cual permite obtener en aquellos pozos donde no existen registros sísmicos, valores de  $a$  y  $m$  más confiables y representativos que los utilizados por Faust (3.6). Esto pudo demostrarse al comparar el registro *pseudo-sónico* DT\_1 obtenido a partir de los valores de  $a$  y  $m$  asignados mediante los mapas y DT\_F según Faust (3.6) con el registro sísmico real de los pozos MOT-25B del campo Motatán y el MGB-44 de Barúa, donde se observó que el registro *pseudo-sónico* que mejor reprodujo la forma del sísmico real fue el DT\_1, presentando también menor valor de deriva y de error RMS, tal y como se muestra en las figuras 3.11 y 3.12, y en la tabla 3.5.



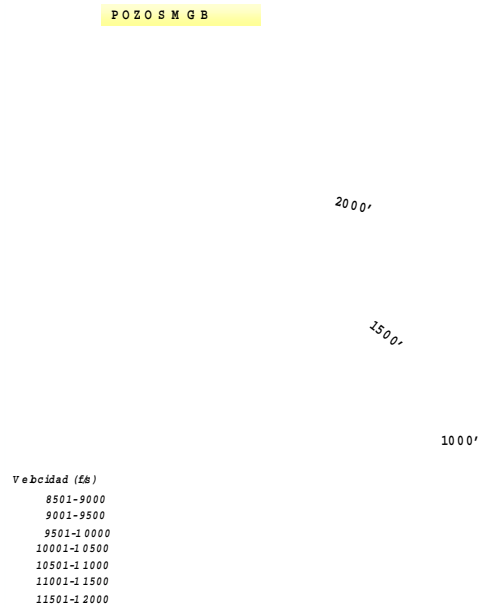


**Figura 3.13:** Mapas de distribución de facies de las arenas A-9a y A-10a de la Formación Paují, B-0a y B-1a de la formación Misoa del Campo Barúa. En estos mapas puede observarse un sentido de depositación aproximadamente S-N y una orientación de los cuerpos SE-NO (Petresim, 1998).

**Figura 3.14:** Mapa de atributo sísmico Fase Instantánea de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa. En este mapa puede observarse un sentido de los cuerpos este-noroeste y la componente estructural constituida principalmente por un sistema de fallas de orientación norte-sur.



**Figura 3.15:** Mapa de atributo sísmico Perigram de la arena A-10 Formación Paují Campo Barúa. En este mapa puede observarse una orientación de los cuerpos en sentido SE-NO.



**Figura 3.16:** Mapa de velocidad interválica para las lutitas de la Formación Paují. Los valores de velocidad se incrementan en sentido N-S. Tomada de Díaz (1998).



**Figura 3.17:** Mapa de velocidad interválica para las arenas de la Formación Paují. Los valores de velocidad se incrementan en sentido N-S. Tomada de Díaz (1998).

POZO	ERROR RMS		DERIVA MAX (m s)	
	DT_1	DT_F	DT_1	DT_F
M O T -25B	4.9	7	1.6	14
M G B -44	2.2	5.2	0.4	4.8

**Tabla 3.5:** Comparación de error RMS y deriva máxima entre los registros *pseudo-sónicos* DT\_1 y DT\_F.

De acuerdo a los resultados obtenidos se puede concluir que la metodología empleada en este trabajo permite obtener registros *pseudo-sónicos* más confiables y representativos que los obtenidos mediante la ecuación de Faust (3.6), ya que en la ecuación 3.18 los parámetros ( $a$  y  $m$ ) dependen de las condiciones estructurales y litológicas del área de estudio, lo cual es más representativo que utilizar un valor constante para cada parámetro tal y como se considera en la ecuación de Faust (3.6).

## **4. ESTIMACIÓN DE IMPEDANCIA ACÚSTICA**

### **4.1. GENERALIDADES**

En la industria petrolera se presenta el problema de estimar diferentes propiedades a lo largo de todo un yacimiento, las cuales están medidas sólo en algunos puntos, por ejemplo pozos. Existen diferentes métodos para cumplir con este objetivo: Mínimos cuadrados, Inverso de la distancia, Kriging, etc.

Con los métodos de estimación se logra inferir una propiedad dada en ubicaciones arbitrarias diferentes a las muestreadas, en función de los valores conocidos. Algunos de estos métodos dan buenos resultados, sin embargo, se debe hallar un estimador que permita obtener la mejor estimación. Los modelos probabilísticos permiten conocer cuál será el comportamiento probable de la propiedad medida. Para ello se considera cada medición como la realización o valor alcanzado por cierta variable aleatoria, la cual representa la propiedad que se está analizando. Estos modelos junto con los métodos de estimación, permiten describir la continuidad lateral y encontrar los modelos de variación de la propiedad en estudio.

Dado que los cambios de velocidad y/o densidad generan cambios en la impedancia acústica (Wyllie et al., 1958), los cuales pudieran estar asociados a propiedades o características de un yacimiento en particular, en este capítulo se desea realizar una estimación de la impedancia acústica en las arenas basales de la formación Paují de campo Barúa, a partir de datos de pozo (registros sísmicos, pseudo sísmicos y densidad) y de atributos sísmicos utilizando el método de estimación Co-Kriging colocado o "*Collocated Co-Kriging*", a fin de describir su variabilidad espacial. Las consideraciones teóricas que se muestran a continuación fueron tomadas de Coronado(1997).

### **4.2. CONSIDERACIONES TEÓRICAS**

Cuando se tienen datos correspondientes a mediciones relacionadas con su ubicación geográfica, tales como propiedades de la roca, presión y producción de un yacimiento o de algún atributo sísmico, es de gran interés conocer cómo es su distribución espacial, dónde se encuentran los valores extremos, si existen tendencias preferenciales y el grado de continuidad lateral. Para ello, se elaboran mapas de cada variable, se utilizan los variogramas, las funciones de correlación y las funciones de covarianza o crosacorrelación.

#### 4.2.1. LOS SEMI-VARIOGRAMAS Y LOS MODELOS DE VARIACIÓN

Usualmente, dado un conjunto de datos que pueden ser alguna propiedad del yacimiento (porosidad, arena neta total, arena neta productora, etc.) o de algún atributo sísmico (amplitud, impedancia acústica, velocidad, etc), se requiere conocer su variabilidad espacial a fin de identificar las posibles anomalías y/o los patrones de distribución areal.

Los datos son los valores de dicha propiedad medido en un conjunto de ubicaciones o de pozos. Generalmente, para realizar los análisis de variación y estimación, se consideran los datos como muestras de una variable aleatoria, la cual está representada por el parámetro en estudio. El objetivo es establecer cómo varía la propiedad en función de:

1. La distancia entre muestras, ya que se requiere conocer hasta qué distancia los datos mantienen una correlación o interdependencia.
2. El ángulo entre muestras, para conocer en cuál dirección existe una mayor continuidad o menor variación entre los datos.

La distancia entre dos pozos o ubicaciones es denotada por “ $r$ ” y el ángulo formado entre ellos (la dirección) es denotado por  $\theta$ . Tanto “ $r$ ” como  $\theta$  son variables de las cuales depende no sólo el parámetro elegido, sino sus estadísticas o propiedades, como lo son: la media, la desviación estándar y la varianza.

La *media* calculada, para una distancia “ $r$ ”, de los  $n$  datos está definida por

$$\bar{m}(r) = \frac{1}{n} \sum (g(\mathbf{x}) - g(\mathbf{x}+\mathbf{r}))$$

donde  $g$  representa el parámetro y  $\bar{m}(r)$  estima el *valor esperado* de la diferencia entre los valores de las muestras.

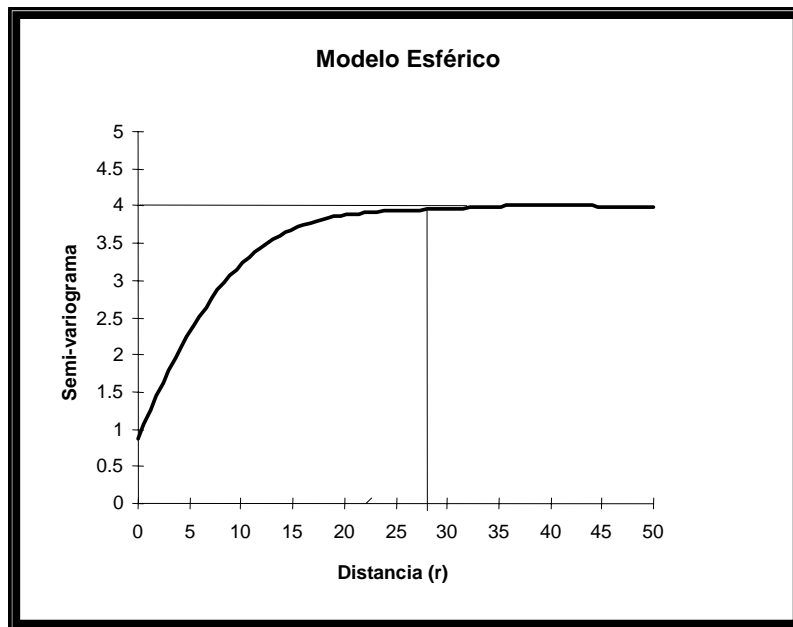
La *varianza* o semi-variograma experimental está dada por:

$$2 \bar{\gamma}(r) = \frac{1}{n(r)} \sum_r (g(\mathbf{x}) - g(\mathbf{x}+\mathbf{r}))^2 \quad (4.1)$$

Para la dirección  $\theta$  seleccionada, el semi-variograma se calcula para tantos valores de “ $r$ ” como sea posible, sin embargo, debe dejar de calcularse cuando el número de valores de la muestra que intervienen en el cálculo,  $n(r)$ , para un determinado valor de “ $r$ ”, es menor que la mitad del tamaño de la muestra. Los resultados del semi-variograma son llevados a un gráfico de  $\gamma$  contra  $r$ , por lo cual, se dice que el semi-variograma es un gráfico que describe la diferencia de los valores esperados entre pares de muestras según su relativa orientación.

Después de cierta distancia las muestras se vuelven independientes, por ende la curva que describe el semi-variograma se hace constante. Tal distancia, denotada por “a”, es denominada “rango de influencia de la muestra” (range). El comportamiento descrito es usual y es denominado *modelo Esférico* o de *Matheron*. El valor alcanzado por el semi-variograma para la distancia “a” es denotado por “C” y es denominado “umbral del semi-variograma” (sill). En el origen, es decir, para  $r=0$ , usualmente el valor del variograma no es cero, por lo cual se dice que existe una discontinuidad. Al valor  $\gamma(0)$  se le denomina “efecto pepita” (nugget), este valor indica la variabilidad a cortas distancias. El incremento en la distancia para el cálculo del semivariograma es llamado “Lag”.

En la figura 4.1 se muestra un semivariograma donde:  $C = 4$ ,  $a = 28$  el nugget = 0.9 y el Lag = 5.



**Figura 4.1:** Semi-variograma modelo Esférico. Tomada de Coronado (1997).

Dos suposiciones se deben cumplir para utilizar los semi-variogramas:

1. La diferencia entre los valores de las muestras es determinado solamente por la distancia entre las muestras y la orientación espacial.
2. Dos de las estadísticas de interés: la media y la varianza, también dependen solamente de la relativa distancia y orientación entre las muestras.

El semi-variograma o variograma experimental se calcula a fin de obtener el valor de los parámetros: “range”, “sill”, “lag” y “nugget”.

El paso siguiente es establecer el modelo o función que describe la variación espacial de los datos.

Los modelos más comunes son:

- Modelo Esférico definido matemáticamente por:

$$\begin{aligned}\gamma(r) &= C \left( \frac{3r}{2a} - \frac{r^3}{2a^3} \right) && \text{para } r \leq a \\ \gamma(r) &= C && \text{para } r > a\end{aligned}$$

- Modelo Exponencial definido por:

$$\gamma(r) = C [ 1 - \exp(-r/a) ]$$

este modelo crece más lentamente cerca del origen y no llega a alcanzar completamente el umbral o mezeta del variograma. Una propiedad interesante de ambos modelos es que el valor del umbral  $C$  coincide con la *varianza calculada* de un número de muestras aleatorias, es decir,

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (g_i - \bar{g})^2$$

donde  $g_i$  representa el parámetro evaluado en el  $i$ -ésimo pozo y  $\bar{g} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n g_i$  entonces

ambos serán estimaciones de la varianza poblacional.

- Modelo Lineal:

$$\gamma(r) = C \left( \frac{h}{a} \right)^\alpha \quad \text{con } 0 < \alpha < 2$$



si  $\alpha \geq 2$  el variograma es no acotado y no se debe utilizar el variograma para describir la variación lateral. En este caso se utiliza la “*covarianza generalizada*”

- Modelo Gaussiano

$$\gamma(r) = C \left( 1 - \exp\left(-\frac{r}{a}\right) \right)^2$$

este modelo crece muy lentamente en las cercanías del origen, por lo cual sirve para describir fenómenos que son muy continuos lateralmente y para pequeñas longitudes de correlación.

La variación espacial de un determinado parámetro puede estar conformado por uno de los modelos anteriores o por una combinación de ellos (Fig. 4.2).



**Figura 4.2:** Modelos de semi-variogramas más comunes. Tomada y modificada de Escandón (1998).

#### 4.2.2. RELACIÓN ENTRE COVARIANZA Y VARIOGRAMAS

Dada la función aleatoria  $V(x)$  que representa el parámetro o propiedad en estudio, si se consideran a  $V(x)$  y  $V(x+r)$  como *dos variables aleatorias* que están separadas por una distancia “ $r$ ” y se asume que el proceso es *estacionario*, entonces se define:

- Covarianza:  $C_V(r) = \text{Cov}[V(x), V(x+r)]$

o equivalentemente,  $C_V(r) = E [V(x) \cdot V(x+r)] - (E [V(x)])^2$  (4.2)

además  $C_V(0) = \text{Cov} [V(x) \cdot V(x)] = \text{Var} (V)$

- Variograma:  $\gamma_V(r) = \frac{1}{2} E \{ [V(x) - V(x+r)]^2 \}$  (4.3)

o en forma equivalente  $\gamma_V(r) = E [V(x)]^2 - E [V(x) \cdot V(x+r)]$

$$\gamma_V(r) = C_V(0) - C_V(r) \quad (4.4)$$

### 4.2.3. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS

En la teoría de Probabilidades y Estadística se denomina *parámetro* a una cantidad fija, pero desconocida. La *estimación de un parámetro* involucra el uso de los datos muestrales en conjunción con alguna estadística o propiedad deseable sobre el estimador.

En la Estimación Puntual, se busca un estimador que, con base a los datos muestrales, dé origen a una estimación univaluada del valor del parámetro y que recibe el nombre de *estimado puntual*.

Dos propiedades deseables para un estimador puntual son: el estimador  $\bar{V}$  de un parámetro  $V$  debe tener una distribución de muestreo concentrada alrededor de  $V$ , y la varianza del estimador debe ser la menor posible. Estas dos propiedades se ven reflejadas en el Error Cuadrático Medio (RMS), el cual se define como

$$\text{RMS} (\bar{V}) = E (\bar{V} - V)^2$$

o en forma equivalente por

$$\text{RMS} (\bar{V}) = \text{Var} (\bar{V}) + [V - E (\bar{V})]^2$$

Las dos propiedades: que la varianza del estimador sea lo más pequeña posible y que la distribución de muestreo se concentre alrededor del valor del parámetro, conducen a que el *mejor estimador* será aquel cuyo Error Cuadrático Medio sea el más pequeño posible. Esto se puede expresar en base a la siguiente definición:

**Estimadores Insesgados:** Se dice que  $\bar{V}$  es un *estimador insesgado* de  $V$  si se cumple que

$$E (\bar{V}) = V$$

para todos los posible valores de  $\mathbf{V}$ . De esta forma, para cualquier estimador insesgado de  $\mathbf{V}$ , se tiene que su distribución de muestreo se encuentra centrada alrededor de  $\mathbf{V}$  y se cumple

$$\text{RMS}(\bar{V}) = \text{Var}(\bar{V}) \quad (4.5)$$

Luego, se tendrá el *mejor estimador* cuando este sea *insesgado* y de *varianza mínima*.

#### 4.2.4. ESTIMADORES LINEALES PONDERADOS

Un estimador ponderado es una combinación lineal de los datos existentes, donde cada coeficiente es el peso asignado a la correspondiente muestra, y que matemáticamente está representado por

$$\text{valor estimado} = \bar{v} = \sum_{i=1}^n w_i \cdot v_i$$

donde  $v_1, \dots, v_n$  son los  $n$  valores disponibles de los datos y  $w_i$  son los correspondientes pesos asignados para cada muestra. Entre los métodos de estimación ponderada se encuentran los métodos de estimación Global y los de estimación Puntual

Los Métodos de Estimación Puntual permiten realizar la estimación directamente en función de los valores de las muestras, sin realizar una agrupación previa, teniendo cada muestra su correspondiente peso asignado. Entre tales métodos se encuentran: el de las poligonales, triangulación, “Kriging”, “Co-kriging”, “Collocated Co-kriging”, “Kriging con deriva externa” y el del inverso de las distancias. En este trabajo se da particular importancia al método “Collocated Co-kriging” el cual se basa en los mismos fundamento teóricos de “Kriging” (*mejor estimador lineal ponderado e insesgado*) aplicado en datos de pozo y datos sísmico para el área en estudio

Una forma de chequear la bondad de un estimador es mediante un análisis del *error cometido en la estimación*. Dado un parámetro  $\mathbf{V}$  evaluado en  $n$  puntos o ubicaciones  $x_i$ , cuyos valores son conocidos, y un estimador ponderado,  $\bar{V}$ , definido para una ubicación desconocida “ $x_0$ ” por:

$$\bar{V}(x_0) = \sum_{i=1}^n v_i \cdot w_i$$

donde:  $v_i = V(x_i)$  es el parámetro  $\mathbf{V}$  evaluado en la  $i$ -ésima ubicación y  $w_i$  es el *peso* asignado al  $i$ -ésimo valor conocido  $v_i$ .

Se define el *error cometido en la estimación*, denominado también *error residual*, para cada ubicación “ $x_0$ ” donde se realiza la estimación por:

$$\varepsilon_R (x_0) = \bar{V} (x_0) - V (x_0) \quad (4.6)$$

Si la estimación es realizada en  $k$  ubicaciones, entonces se tienen  $k$  valores para el error residual. La *media* del error residual usualmente es referida como el *sesgo del estimador*, y un objetivo razonable para realizar una buena estimación es que el error promedio o sesgo sea cero, es decir,

$$\frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \varepsilon_R (x_j) = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \bar{V} (x_j) - V (x_j) = 0$$

y así obtener un *estimador insesgado*.

La solución a la ecuación anterior es difícil de obtener, ya que depende de los  $k$  valores desconocidos  $V(x_j)$ . Para resolver el problema se plantea una solución probabilística, la cual consiste en conceptualizar las  $k$  incógnitas como un conjunto de *realizaciones* de  $k$  variables aleatorias, es decir, cada incógnita  $V(x_j)$  es vista como una *realización* de la variable aleatoria  $V_j$  y cada estimación  $\bar{V} (x_j)$  con el correspondiente error residual  $\varepsilon(x_j)$ , son realizaciones de las variables aleatorias  $\bar{V}_j$  y  $\varepsilon_j$  respectivamente. Si se asume además que el proceso es estacionario, entonces se tiene que todas las variables aleatorias definidas,  $V_j$ , tienen la misma probabilidad, por tanto,

$$E(V_j) = E (V(x_j)) = E(V) \quad ; \quad \forall j = 1, \dots, k$$

esto quiere decir además, que para cualquier par de variables aleatorias, ellas tienen una *distribución conjunta de probabilidad* que depende solamente de la distancia de separación entre las muestras y no de la ubicación de las mismas. La covarianza también es una función de la distancia de separación “ $r$ ”. Dado que todas las variables aleatorias tienen la misma probabilidad, la condición de que el error residual promedio sea cero es equivalente a decir que el valor esperado o esperanza de la variable aleatoria  $\varepsilon_R$  sea cero, así

$$E (\varepsilon_R) = 0 \quad \Leftrightarrow \quad E \left[ \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \varepsilon_R (x_j) \right] = 0 \quad \Leftrightarrow \quad \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k E [\varepsilon_R (x_j)] = 0$$

una forma de garantizar que la suma anterior sea cero es que cada uno de sus sumandos sea cero, así se deben elegir los pesos involucrados en la combinación lineal que define al

estimador, de tal forma que la suma de ellos sea igual a uno. Matemáticamente se tiene un estimador ponderado e insesgado cuando se cumple:

$$E(\epsilon_R) = 0 \quad \Rightarrow \quad \sum_{j=1}^k w_j = 1 \quad (4.7)$$

La expresión (4.7) es referida, usualmente, como la “condición de sesgo del estimador” y será utilizada en la obtención del estimador ponderado “Kriging”.

#### 4.2.5. EL ESTIMADOR LINEAL DENOMINADO “KRIGING”

La técnica “Kriging”, comprendida en la teoría de variables regionalizadas, tiene como propósito generar la *mejor estimación* de un parámetro, cuyo valor es desconocido para una determinada ubicación arbitraria dentro del área en estudio, tomando en cuenta la distancia y la dependencia areal existente entre las observaciones de su entorno, dado que es una combinación lineal de las muestras cercanas. Se dice que es el *mejor estimador* porque tiene el menor Error Cuadrático Medio, ya que es *insesgado* y *minimiza la varianza* del error residual.

Usualmente, al realizar la estimación de un parámetro no se puede garantizar que el valor del error residual promedio  $m_R$  sea cero, ni que la varianza sea mínima a fin de obtener un buen estimador. Lo mejor que se puede hacer es generar un modelo con los datos que se están estudiando y trabajar con el error residual promedio y la varianza, calculados para el modelo.

La técnica de “Kriging” utiliza un *modelo* para el cual, el *sesgo* y la *varianza del error residual* pueden ser calculados, y se eligen los pesos de las muestras cercanas de tal manera que se pueda asegurar que: el error residual promedio  $m_R$  es exactamente cero y que la varianza del error residual del modelo,  $\tilde{\sigma}_R^2$ , es mínima.

El modelo considera cada uno de los datos  $v_1, \dots, v_n$  como una *realización* de las variables aleatorias  $V(x_1), \dots, V(x_n)$ , y para el punto donde se va a realizar la estimación, la variable aleatoria es denotada por  $V(x_0)$ . Para cualquier par de variables aleatorias, ellas tienen una distribución conjunta que depende solamente de la distancia de separación entre las muestras y no de su ubicación. Tanto el valor esperado como la varianza de todas las variables aleatorias son iguales, por tanto, satisfacen que:

$$E(V_i) = E(V(x_i)) = E(V) \quad ; \quad \forall i = 1, \dots, n$$

$$\tilde{\sigma}^2 = \text{Var}(V) = \text{Var}(V_i) = \text{Var}(V(x_i)) \quad (4.8)$$

La covarianza entre un par de variables aleatorias  $V(x)$  y  $V(x + r)$  separadas una distancia “ $r$ ” es denotada por  $C_V(r)$ . El valor estimado también es una variable aleatoria, ya que es una combinación lineal de variables aleatorias, definida por:

$$\bar{V}(x_0) = \sum_{i=1}^n w_i V(x_i) \quad (4.9)$$

el error residual, definido en (4.6), también es una variable aleatoria. Sustituyendo la expresión (4.9) en la definición del error residual se obtiene

$$\varepsilon_R(x_0) = \sum_{i=1}^n w_i V(x_i) - V(x_0)$$

La primera condición que debe cumplir el estimador puntual “Kriging” es la de ser *insesgado*, lo cual significa que  $E[\varepsilon_R(x_0)] = 0$  y como se vio, ello conduce a que  $\sum_{i=1}^n w_i = 1$ .

La segunda condición a satisfacer es que la varianza del error residual sea mínima. Tal varianza está definida por:

$$\begin{aligned} \sigma_R^2 &= \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (r_i - m_R)^2 \\ \sigma_R^2 &= \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (\bar{v}_i - v_i)^2 \quad (4.10) \end{aligned}$$

donde  $v_1, \dots, v_n$  son los valores reales y  $\bar{v}_1, \dots, \bar{v}_n$  son las correspondientes estimaciones. La expresión (4.10) no puede ser minimizada directamente porque depende de los  $k$  valores desconocidos  $v_1, \dots, v_n$ , por tanto, se va a minimizar la varianza del error residual del modelo probabilístico,  $\tilde{\sigma}_R^2$ , para lo cual se debe encontrar una expresión para  $\tilde{\sigma}_R^2$  e igualar a cero todas sus derivadas parciales.

### Expresión para $\tilde{\sigma}_R^2$

La varianza del error residual  $\varepsilon_R(x_0) = \bar{V}(x_0) - V(x_0)$  es

$$\begin{aligned} \tilde{\sigma}_R^2 &= C_{OV} \{[\bar{V}(x_0)]^2\} - C_{OV}[\bar{V}(x_0).V(x_0)] - C_{OV}[V(x_0) . \bar{V}(x_0)] + C_{OV} \{[V(x_0)]^2\} \\ \tilde{\sigma}_R^2 &= \text{Var}[\bar{V}(x_0)] - 2 C_{OV}[\bar{V}(x_0).V(x_0)] + \text{Var}[V(x_0)] \quad (4.11) \end{aligned}$$

Ahora se examina cada uno de los términos de la expresión (4.11).

i) Según los desarrollos matemáticos realizados en Coronado (1997), se tiene que:

$$\text{Var}[\bar{V}(x_0)] = \text{Var} \left[ \sum_{i=1}^n w_i V(x_i) \right] = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_i \cdot w_j C_{OV}(V_i V_j)$$

$$\text{Var}[\bar{V}(x_0)] = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_i \cdot w_j \tilde{C}_{ij} \quad (4.12)$$

ii) Dado que  $C_{OV}[UV] = E[UV] - E[U] \cdot E[V]$  entonces el segundo término de (4.11) se transforma en

$$\begin{aligned} 2 C_{OV}[\bar{V}(x_0) \cdot V(x_0)] &= 2 E[\bar{V}(x_0) \cdot V(x_0)] - 2 E[\bar{V}(x_0)] \cdot E[V(x_0)] \\ &= 2 E \left[ \sum_{i=1}^n w_i V(x_i) \cdot V(x_0) \right] - 2 E \left[ \sum_{i=1}^n w_i V(x_i) \right] \cdot E[V(x_0)] \\ &= 2 \sum_{i=1}^n w_i E[V(x_i) \cdot V(x_0)] - 2 \sum_{i=1}^n w_i E[V(x_i)] \cdot E[V(x_0)] \\ &= 2 \sum_{i=1}^n w_i \{ E[V_i \cdot V_0] - E[V_i] \cdot E[V_0] \} \\ &= 2 \sum_{i=1}^n w_i C_{OV}[V_i \cdot V_0] = 2 \sum_{i=1}^n w_i \tilde{C}_{i0} \end{aligned}$$

Luego, el segundo término de (4.11) es

$$2 C_{OV}[\bar{V}(x_0) \cdot V(x_0)] = 2 \sum_{i=1}^n w_i \tilde{C}_{i0} \quad (4.13)$$

iii) De la expresión (4.8) se tiene que el tercer término de (4.11) es

$$\text{Var}[V(x_0)] = \text{Var}[V] = \tilde{\sigma}^2 \quad (4.14)$$

Sustituyendo (4.12), (4.13) y (4.14) en la expresión para la varianza del error residual se tiene

$$\tilde{\sigma}_R^2 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_i \cdot w_j \tilde{C}_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n w_i \cdot \tilde{C}_{i0} + \tilde{\sigma}^2 \quad (4.15)$$

Dado que las covarianzas  $\tilde{C}_{ij}$  y  $\tilde{C}_{i0}$  pueden ser calculadas de las realizaciones o datos, entonces la expresión obtenida para la varianza del error residual del modelo probabilístico (4.15) es función sólo de los  $n$  pesos  $w_i$ . Derivando parcialmente respecto a cada  $w_i$  e igualando cada derivada parcial a cero, para minimizar  $\tilde{\sigma}_R^2$ , se obtiene un sistema de  $n$  ecuaciones con  $n$  incógnitas. El vector solución,  $w$ , obtenido al resolver el sistema no cumple, necesariamente, con la condición (4.7) referente al sesgo del estimador. Al incluir esta condición resulta un sistema de  $(n+1)$  ecuaciones con  $n$  incógnitas, lo cual genera un sistema

sobrevaluado. Para solventar esta situación se utiliza la técnica del Parámetro de Lagrange, que consiste en introducir una nueva variable,  $\mu$ , en la expresión dada para  $\tilde{\sigma}_R^2$ , obteniéndose

$$\tilde{\sigma}_R^2 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_i \cdot w_j \tilde{C}_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n w_i \cdot \tilde{C}_{i0} + \tilde{\sigma}^2 + 2\mu \left( \sum_{i=1}^n w_i - 1 \right)$$

El término sumado a (4.15) es igual a cero, ya que, de la condición de sesgo (4.7) se tiene

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^n w_i &= 1 & \Rightarrow & \sum_{i=1}^n w_i - 1 = 0 \\ & & \Rightarrow & 2\mu \left( \sum_{i=1}^n w_i - 1 \right) = 0 \end{aligned}$$

por tanto, la expresión para  $\tilde{\sigma}_R^2$  no se altera. Al derivar ahora  $\tilde{\sigma}_R^2$  respecto de las  $(n+1)$  variables e igualarlas a cero se obtiene un sistema de  $(n+1)$  ecuaciones con  $(n+1)$  incógnitas.

Además, la derivada parcial de  $\tilde{\sigma}_R^2$  respecto a  $\mu$  es

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \mu} (\tilde{\sigma}_R^2) &= \frac{\partial}{\partial \mu} \left[ \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_i \cdot w_j \tilde{C}_{ij} - 2 \sum_{i=1}^n w_i \cdot \tilde{C}_{i0} + \tilde{\sigma}^2 + 2\mu \left( \sum_{i=1}^n w_i - 1 \right) \right] = 0 \\ &\Rightarrow \frac{\partial}{\partial \mu} \left[ 2\mu \left( \sum_{i=1}^n w_i - 1 \right) \right] = 0 \\ &\Rightarrow 2 \sum_{i=1}^n w_i - 1 = 0 \\ &\Rightarrow \sum_{i=1}^n w_i = 1 \quad \text{(4.16)} \end{aligned}$$

Se tiene así que la condición de  $\frac{\partial}{\partial \mu} (\tilde{\sigma}_R^2) = 0$  asegura que se cumpla la condición (4.7) de

estimador insesgado. Mediante el cálculo de  $\frac{\partial}{\partial w_1} (\tilde{\sigma}_R^2) = 0$  se obtuvo el sistema en derivadas

parciales

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^n w_j \tilde{C}_{1j} + \mu &= \tilde{C}_{10} \\ &\cdot & & \cdot \\ &\cdot & & \cdot \\ \sum_{j=1}^n w_j \tilde{C}_{in} + \mu &= \tilde{C}_{n0} \end{aligned}$$



$$\sum_{i=1}^n w_i = 1$$

La expresión para la varianza del error residual minimizada se obtuvo bajo la hipótesis de que la media y la varianza de todas las variables aleatorias es igual, tal suposición permite ahora desarrollar una expresión para el *Sistema de Kriging Ordinario* en función de un modelo de variograma.

### **Variograma**

El variograma definido por la ecuación (4.3), es

$$\gamma_V(r) = \frac{1}{2} E \{ [V(x) - V(x+r)]^2 \}$$

o en forma equivalente

$$\gamma_{ij} = \frac{1}{2} E \{ [V_i - V_j]^2 \} \Rightarrow \gamma_{ij} = E[V^2] - E[V_i \cdot V_j]$$

$$\gamma_{ij} = E[V^2] - \tilde{m}^2 - \{ E[V_i \cdot V_j] - \tilde{m}^2 \}$$

$$\gamma_{ij} = \tilde{\sigma}^2 - \tilde{C}_{ij}$$

$$\tilde{C}_{ij} = \tilde{\sigma}^2 - \gamma_{ij} \quad , \quad \forall \quad i, j = 1, \dots, n \quad (4.17)$$

$$\sum_{j=1}^n w_j \tilde{C}_{ij} + \mu = \tilde{C}_{i0} \quad , \quad \forall \quad i = 1, \dots, n$$

$$\Rightarrow \sum_{j=1}^n w_j (\tilde{\sigma}^2 - \gamma_{ij}) + \mu = \tilde{\sigma}^2 - \gamma_{i0} \quad , \quad \forall \quad i = 1, \dots, n$$

$$\Rightarrow \sum_{j=1}^n w_j \gamma_{ij} - \mu = \gamma_{i0} \quad , \quad \forall \quad i = 1, \dots, n$$

por lo tanto, el “Sistema de Kriging Ordinario”, en forma matricial, expresado en función del variograma es:

$$\begin{bmatrix} \gamma_{11} & \cdot & \cdot & \cdot & \gamma_{1n} & -1 \\ \cdot & \cdot & & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & & & \cdot & \cdot \\ \gamma_{n1} & \cdot & \cdot & \cdot & \gamma_{nn} & -1 \\ 1 & \cdot & \cdot & \cdot & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} w_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ w_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{10} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \gamma_{1n} \\ 1 \end{bmatrix}$$

y la varianza del error residual minimizada queda expresada por

$$\tilde{\sigma}_R^2 = \sum_{i=1}^n w_i \gamma_{i0} + \mu$$

Al igual que para el caso de la covarianza, con los datos se construye el modelo de variación o variograma, para luego calcular el vector de los pesos  $w$  y la varianza  $\tilde{\sigma}_R^2$ .

#### 4.2.6. EL ESTIMADOR LINEAL DENOMINADO “CO-KRIGING”

Hasta ahora, las estimaciones que se han realizado tanto con “Kriging” como con otros métodos de estimación han tomado en cuenta sólo un tipo de información o un parámetro.

Cuando se tienen dos o más variables que presentan algún tipo de relación o dependencia, es posible realizar estimaciones en función de ambos tipos de datos (variograma cruzado) utilizando el método denominado Co-Kriging. Este estimador tiene el mismo basamento teórico que “Kriging”, pero explota la correlación (relación cruzada) existente entre los dos parámetros, los cuales son considerados como variables regionalizadas.

Dados parámetros o tipos de datos, representados por  $U$  y  $V$ , los datos correspondientes son:  $u_1, \dots, u_n$  y  $v_1, \dots, v_k$  respectivamente. Cada uno de esos datos son considerados como realizaciones de las variables aleatorias  $U_1, \dots, U_n, V_1, \dots, V_k$  y se define la estimación de  $U$ , en una ubicación arbitraria “ $x_0$ ”, como una combinación lineal ponderada de las  $(n+k)$  realizaciones. Tal combinación está dada por

$$\overline{U}_0 = \sum_{i=1}^n a_i \cdot u_i + \sum_{j=1}^k b_j \cdot v_j$$

donde  $a_1, \dots, a_n$ , y  $b_1, \dots, b_k$  son los pesos asociados al estimador “Co-Kriging” por determinar,  $u_i$  la variable primaria, y  $v_j$  la variable secundaria.

El sistema de Co-Kriging, en forma matricial, expresado en función del variograma es

$$\begin{pmatrix} \gamma_{u_1 u_1} & \dots & \gamma_{u_n u_1} & \gamma_{v_1 u_1} & \dots & \gamma_{v_n u_1} & -1 \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ & A & & & B & & \\ \gamma_{u_1 u_m} & \dots & \gamma_{u_n u_m} & \gamma_{v_1 u_m} & \dots & \gamma_{v_n u_m} & -1 \\ \gamma_{u_1 v_1} & \dots & \gamma_{u_n v_1} & \gamma_{v_1 v_1} & \dots & \gamma_{v_n v_1} & -1 \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ & C & & & D & & \\ \gamma_{u_1 v_m} & \dots & \gamma_{u_n v_m} & \gamma_{v_1 v_m} & \dots & \gamma_{v_n v_m} & -1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_n \\ b_1 \\ \vdots \\ b_m \\ \mu+1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{u_0 u_1} \\ \vdots \\ \gamma_{u_0 u_m} \\ \gamma_{u_0 v_1} \\ \vdots \\ \gamma_{u_0 v_m} \end{pmatrix}$$

donde  $[C]$  y  $[D]$  son los valores obtenidos del variograma cruzado aplicado a las variable  $U$  y  $V$ .

El error residual es

$$R = \overline{U_0} - U_0 = \left( \sum_{i=1}^n a_i \cdot U_i + \sum_{j=1}^k b_j \cdot V_j \right) - U_0$$

La ecuación anterior puede ser expresada en forma matricial por:

$$R = w^t \cdot Z$$

donde  $w^t = (a_1, \dots, a_n, b_1, \dots, b_k, -1)$  y  $Z = (U_1, \dots, U_n, V_1, \dots, V_k, U_0)$  entonces la varianza del error residual, expresada matricialmente es

$$\text{Var} [R] = w^t C_Z w \quad (4.18)$$

donde  $C_Z$  es la matriz de covarianza de  $Z$ . Las condiciones de sesgo en este caso son:

$$\sum_{i=1}^n a_i = 1 \quad \text{y} \quad \sum_{j=1}^k b_j = 0$$

Utilizando las condiciones de sesgo y adicionando los parámetros de Lagrange a la ecuación (4.18) se obtiene

$$\text{Var} [R] = w^t C_Z w + 2 \mu_1 \left( \sum_{i=1}^n a_i - 1 \right) + 2 \mu_2 \left( \sum_{j=1}^k b_j \right) \quad (4.19)$$

Al derivar la expresión (4.19) respecto de las  $(n+k+2)$  variables e igualarlas a cero, para minimizar  $\text{Var} [R]$ , se obtiene un sistema de ecuaciones cuya solución es sustituida en la ecuación (4.19) para obtener la siguiente expresión de la varianza del error residual minimizada y simplificada

$$\text{Var} [R] = \text{Cov} [U_0 U_0] + \mu_1 - \sum_{i=1}^n a_i \text{Cov} [U_i U_0] - \sum_{j=1}^k b_j \text{Cov} [V_j U_0]$$

Al igual que en el caso del “Kriging”, a partir de los datos se construye el modelo de variación espacial para cada variable y el modelo de covarianza. En función de estos se obtiene la matriz de covarianza  $C_Z$  y la solución del sistema de ecuaciones en derivadas parciales resultante de derivar (4.19) respecto de las  $(n+k+2)$  variables, genera los vectores peso a utilizar en cada estimación.

Un caso particular de Co-kriging es el método "*Collocated Co-Kriging*", en el cual se usa únicamente el variograma obtenido a partir de los datos de la variable donde la cantidad de información es mayor y se encuentra mejor distribuida (variable secundaria). En el método "*Collocated Co-Kriging*" el sistema de ecuaciones es menos pesado en comparación con Co-kriging, ya que  $[B]$  y  $[C]$  son sustituidas por la media ( $\bar{m}$ ) de las variables U y V, en el sistema de Co-kriging en forma matricial.

### 4.3. METODOLOGIA

El estudio de impedancia acústica se realizó en las arenas basales de la Formación Paují del campo Barúa (A-9 y A-10), debido a que en esta zona existe la información necesaria para realizar dicho estudio, tal como mapas atributos sísmicos, distribución de facies, velocidades interválicas, etc., la cual permitió una mejor interpretación de los resultados obtenidos (mapas).

La impedancia acústica de una formación, **IA**, es definida por la ecuación 4.20:

$$\mathbf{IA}=\rho \times \mathbf{V} \quad (4.20)$$

donde  $\rho$  es la densidad ( $\text{Kg/m}^3$ ) y  $V$  la velocidad de la onda compresional (m/s).

Utilizando la ecuación (4.20) se calcularon los valores de impedancia acústica en las arenas A-9 y A-10 para cada pozo. Estas arenas están subdivididas en las subunidades A-9a, A-9b, A-10a, A-10b, y A-10c, pero el valor de impedancia de cada arena es un promedio tanto para A-9 como para A-10.

Dentro del área que abarca la formación Paují en el campo Barúa existen únicamente 5 pozos con registro sísmico y de densidad, por lo tanto hacer un estudio para conocer la variabilidad espacial de la impedancia acústica a partir de los datos de cuatro pozos, resulta ser poco representativo para un área de aproximadamente  $170 \text{ km}^2$  (Fig. 4.3 y 4.4). Por tal motivo, se requirió integrar a este estudio todos aquellos pozos con registros de densidad que no poseen registros sísmicos y que se localicen dentro del área de estudio, a fin de calcular la impedancia acústica (promedio) de cada arena a partir de los registros *pseudo-sísmicos* en cada uno de estos pozos. De esta manera se pudo calcular la impedancia acústica en un total de 18 pozos para A-9 y en 22 para A-10, obteniendo así mayor información y a su vez un mejor control del comportamiento de la impedancia mediante la elaboración de mapas en el área de interés (Fig. 4.5 y 4.6). La información obtenida resultó ser mayor, sin embargo la distribución de los pozos donde se calcularon los valores de impedancia acústica no es buena, por tal motivo se decidió buscar la correlación lineal entre impedancia acústica y alguna variable secundaria de la cual se tenga mayor información y se encuentre mejor distribuida, a fin de realizar una estimación de impedancia acústica aplicando la técnica "*Collocated Co-Kriging*", para lo cual es necesario que exista una dependencia lineal entre la variable a estimar y la variable secundaria. Por ello, fue necesario obtener los variogramas de dicha variable secundaria.

**Figura 4.3:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-9, obtenido a partir de los registros sínicos y densidad de 4 pozos.

**Figura 4.4:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-10, obtenido a partir de los registros sínicos y densidad de 4 pozos.

**Figura 4.5:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-9, obtenido a partir de los registros sínicos, *pseudo-sínicos* y densidad de 18 pozos.



**Figura 4.6:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-10, obtenido a partir de los registros sínicos, *pseudo-sínicos* y densidad de 22 pozos.

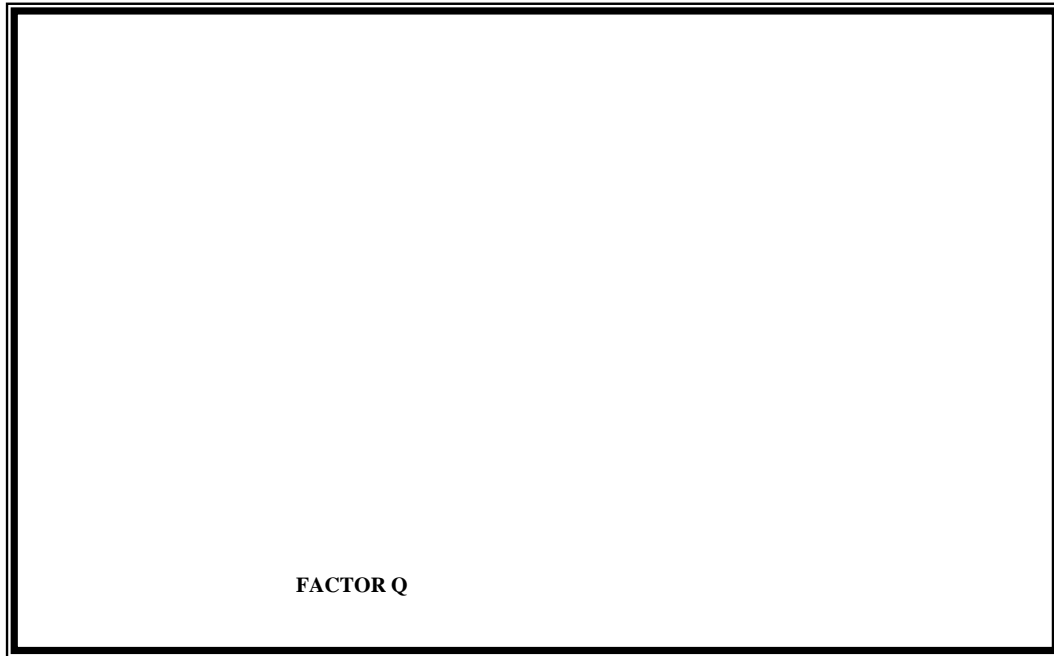
Considerando la gran cantidad de información y la excelente distribución de los datos sísmicos, se decidió utilizar como variable secundaria los datos de diferentes tipos de atributos sísmicos. Por tal motivo, se analizó la correlación entre diferentes tipos de atributos y el valor de impedancia en un total de 18 pozos en el caso de la arena A-9, y 22 pozos en el caso de A-10 (Figs. 4.7 y 4.8).

Según James Rohlf et al. (1956), la dependencia lineal entre dos variables para 18 pares de puntos es 99 % confiable cuando el coeficiente de correlación es mayor o igual a 0.59. Mientras que para 22 pares de puntos el coeficiente de correlación debe ser mayor o igual a 0.537 para una confiabilidad de 99%.

En la arena A-9 el atributo sísmico que mejor correlacionó con los valores de impedancia acústica fue “*Respuesta de Frecuencia*”, el cual se define como la frecuencia instantánea calculada en el pico de la envolvente de la amplitud. Mientras que en la arena A-10 los valores de impedancia acústica correlacionaron mejor con el atributo sísmico “*Factor Q*” el cual se define como la frecuencia instantánea dividida por el doble del ancho de banda.

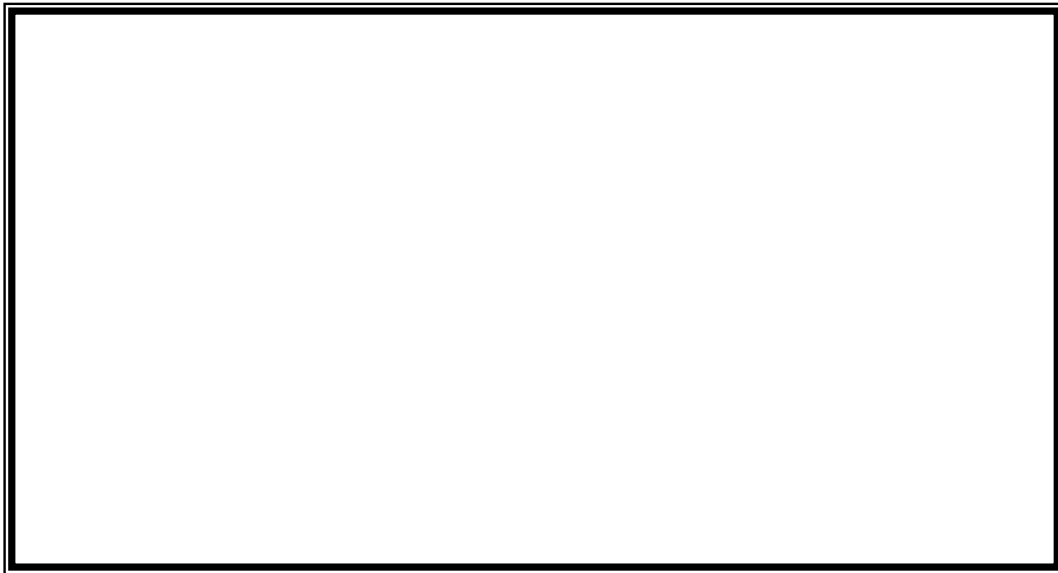


**Figura 4.7:** Gráfico cruzado entre impedancia acústica y el atributo sísmico de mejor correlación “*Respuesta de Frecuencia*”. A la derecha se muestran los coeficientes de correlación entre impedancia acústica versus atributos sísmicos para la arena A-9.

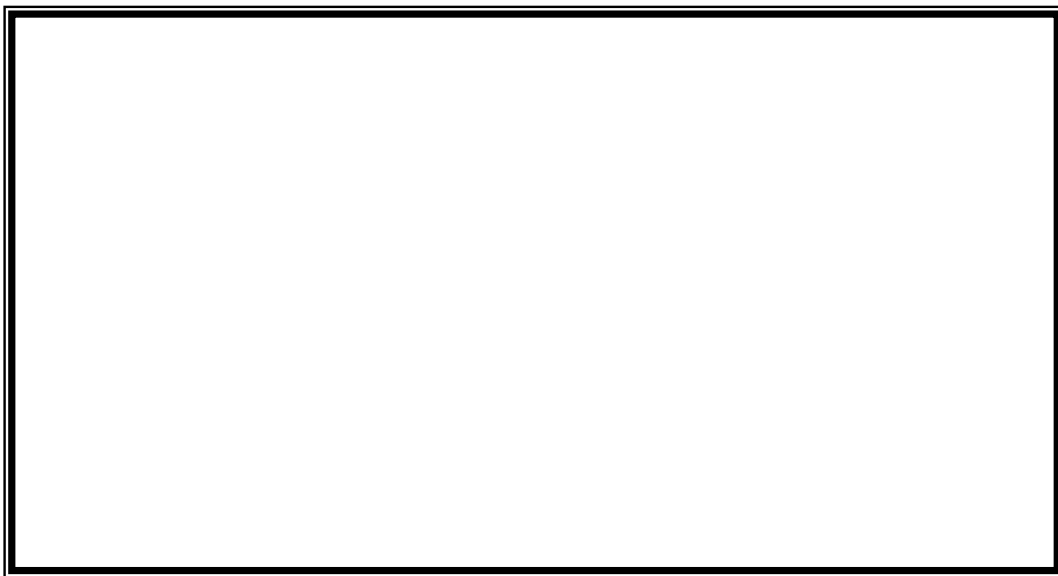


**Figura 4.8:** Gráfico cruzado entre impedancia acústica y el atributo sísmico de mejor correlación “*Factor Q*”. A la derecha se muestran los coeficientes de correlación entre impedancia acústica versus atributos sísmicos para la arena A-10.

Dado que los coeficientes de correlación obtenidos son mayores que los establecidos por James Rohlf et al. (1956), se puede decir que existe una dependencia lineal entre impedancia acústica (variable primaria) y atributos sísmicos (variable secundaria). Esto permitió realizar una estimación de impedancia mediante la técnica “*Collocated-Cokiging*” utilizando los variogramas de la variable secundaria, en este caso los datos sísmicos de los atributos “Repuesta de Frecuencia” y “Factor Q” tal y como se muestra en las figuras 4.9 y 4.10.



**Figura 4.9:** Variograma Exponencial obtenido para los datos del atributo sísmico “Respuesta de Frecuencia” de la arena A-9.



**Figura 4.10:** Variograma Exponencial obtenido para los datos del atributo sísmico “Factor Q” de la arena A-10.

Las características de los variogramas obtenidos a partir de los atributos sísmicos “*Respuesta de Frecuencia*” en A-9 y “*Factor Q*” en A-10 se muestran en la tabla 4.1, donde puede observarse que el ángulo donde existe mayor continuidad espacial se encuentra entre 145 y 160 grados (sureste-noroeste) en un rango de 2100 metros en A-9 y 2500 en A-10.

	RESP DE FRECUENCIA	FACTOR Q
MODELO	EXPONENCIAL	EXPONENCIAL
LAG	580 m	560 m
ANGULO	160 °	145 °
ANGULO MEDIO	25 °	25 °
RANGO	2100 m	2480 m
SILL	42.3	63
NUGGET	0	0
DIST MAX	12560 m	12644 m
BANDWIDTH	270 m	250 m

**Tabla 4.1:** Características de los variogramas obtenidos para los atributos sísmicos “*Respuesta de Frecuencia*” y “*Factor Q*”.

Después de obtener los variogramas de la variable secundaria y aplicar la técnica “*Collocated-Cokring*”, se obtuvo un mallado de valores estimados de impedancia acústica, los cuales se utilizaron para generar mapas que permitan conocer la variabilidad espacial de la impedancia en las arenas basales A-9 y A-10 de la Formación Paují del Campo Barúa.

#### 4.4 RESULTADOS

Después de aplicar la técnica “*Collocated-Cokriging*” (integrando datos de pozo con datos sísmicos), puede observarse que los contornos en los mapas de “*impedancia acústica estimada*” de las arenas A-9 y A-10 se hacen más suaves, especialmente en la región sur-este (Figs. 4.11 y 4.12). Aunque el valor de impedancia en A-9 y A-10 se mantiene para cada pozo, puede observarse que la tendencia en los mapas de “*impedancia acústica estimada*” es guiada por la tendencia de los mapas de atributos sísmicos “*Respuesta de Frecuencia*” y “*Factor Q*”, notándose una orientación sureste-noroeste en ambos mapas de impedancia muy parecida a la obtenida en dichos mapas de atributos (Figs. 4.13 y 4.14). También se pueden resaltar las anomalías correspondientes a los valores de impedancia acústica más bajos, ubicadas en la región nor-este cercana a los pozos MGB-22 y MGB-23.

En el mapa de “*impedancia acústica estimada*” de la arena A-9 los valores se encuentran en rango que va desde  $8 \times 10^6$  a  $10.3 \times 10^6$  (Kg/m<sup>2</sup>s), siendo más bajos cerca de los pozos MGB-22 y MGB-26 en la región nor-oeste, mientras que los valores más altos se encuentran al sur cerca del pozo MGB-37.

En la arena A-10 el comportamiento es similar que A-9, los valores de “*impedancia acústica estimada*” se encuentran en un rango que va desde  $8.5 \times 10^6$  hasta  $10.5 \times 10^6$  (Kg/m<sup>2</sup>s) donde los valores más bajo también están cerca de los pozos MGB-22 y MGB 23, y los más altos se encuentran al nor-este y al sur-sureste.

**Figura 4.11:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-9 después de aplicar “*Collocated Co-Kriging*”.

**Figura 4.12:** Mapa de impedancia acústica de la arena A-10 después de aplicar “*Collocated Co-Kriging*”.



**Figura 4.13:** Mapa de atributo sísmico Respuesta de Frecuencia de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa.

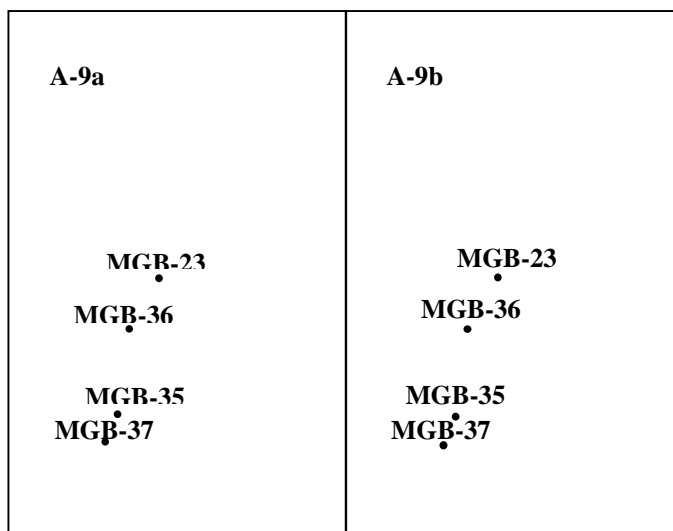
**Figura 4.14:** Mapa de atributo sísmico Respuesta de Frecuencia de la arena A-9 Formación Paují Campo Barúa.

#### 4.5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

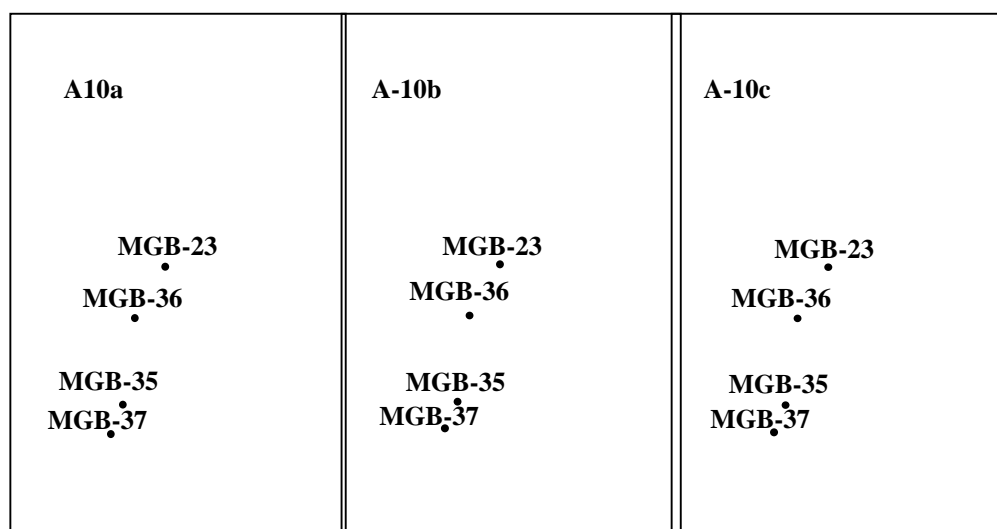
En los mapas de “*impedancia acústica estimada*” obtenidos mediante la técnica “*Collocated Co-Kriging*” para las arenas A-9 y A-10 puede observarse que los valores de impedancia son más altos en A-10 que A-9. Esto se debe a que los espesores de arena de A-10 son mayores que los de A-9 y se encuentra a mayor profundidad, por lo tanto los valores de densidad y velocidad son más altos que en A-9, lo cual incrementa los valores de impedancia acústica en la arena A-10.

Los altos valores de “*impedancia acústica estimada*” observados en los mapas podrían estar asociados a los cuerpos de areniscas presentes en las arenas A-9 y A-10 de la Formación Paují, ya que estos valores se encuentran ubicados en la misma región y tienen la misma distribución observada en los mapas de distribución de facies de cada arena (Figs. 4.15 y 4.16). Considerando que el mapa de “*impedancia acústica estimada*” perteneciente a la arena A-9 está influenciado por las características litológicas de las subunidades que la conforman (A-9a y A-9b), se puede decir que los valores son más altos donde las areniscas son de mejor calidad, específicamente al sur cerca de los pozos MGB-35 y MGB-37. Estos valores disminuyen hacia donde la calidad de las arenas disminuye, según se muestra en los mapas de distribución de facies de las subunidades A-9a y A-9b. Además se observa que las curvas de impedancia se encuentran orientadas aproximadamente en la misma dirección en la que se encuentran los cuerpos de areniscas presentes en A-9 (sureste-noroeste), lo cual se ajusta con el ángulo de mayor continuidad espacial ( $160^\circ$ ) obtenidos en el variograma calculado a partir de los datos del atributo sísmico “Respuesta de Frecuencia”.

El mapa de “*impedancia acústica estimada*” perteneciente a la arena A-10, también se encuentra influenciado por la variabilidad litológica de las subunidades que conforman dicha arena (A-10a, A-10b, A-10c), observándose que los valores de impedancia son más altos al nor-este cerca de los pozos MGB-18 y MGB-16, y al sur-este específicamente al este del pozo MGB-35 justo donde se encuentran los cuerpos de areniscas de mejor calidad según los mapas de distribución de facies de las subunidades A-10a, A-10b, A-10c. La orientación (sureste-noroeste) de los cuerpos de areniscas presentes en A-10 también se ajusta con la orientación que se observa en los mapas de “*impedancia acústica estimada*” de dicha arena y con el ángulo ( $145^\circ$ ) de mayor continuidad espacial según el variograma obtenido a partir de los datos del atributo sísmico “*Factor Q*”.



**Figura 4.15:** Mapa de distribución de facies de las subunidades A-9a y A-9b que conforman la arena A-9 de la Formación Paují del campo Barúa (Petresim, 1998).



**Figura 4.16:** Mapa de distribución de facies de las subunidades A-10a, A-10b y A-10c que conforman la arena A-9 de la Formación Paují del campo Barúa (Petresim, 1998).

En general se puede decir que los mapas de “*impedancia acústica estimada*” de las arenas A-9 y A-10, obtenidos después de aplicar la técnica “*Collocated-Cokriging*” están asociados a la calidad de las arenas, ya la variabilidad espacial de la impedancia se corresponde con la componente geológica del campo, lo cual se logró integrando más de un tipo de información. Por lo tanto, la integración de datos de pozos con datos sísmicos mediante la técnica geoestadística “*Collocated Co-kriging*”, permitió obtener una estimación de impedancia acústica en las arenas A-9 y A-10 más representativa y consistente con la geología del área de estudio, que los mapas de impedancia acústica obtenidos únicamente a partir de los datos de pozo.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### CONCLUSIONES

- La metodología empleada en este trabajo permite obtener registros *pseudo-sónicos* más confiables y representativos que los obtenidos mediante la ecuación de Faust, ya que en la ecuación utilizada los parámetros  $a$  y  $m$  varían según las condiciones estructurales y litológicas del área de estudio, lo cual es más representativo que utilizar un valor constante para cada parámetro tal y como se considera en la ecuación de Faust.
- Se logró conocer la variabilidad espacial de los parámetros  $a$  y  $m$  de la ecuación de Faust mediante la elaboración de mapas, lo cual permitió asignar el valor de dichos parámetros a 75 pozos sin registro sísmico pertenecientes a los campos Barúa, Motatán y Tomoporo.
- La elaboración de sismogramas sintéticos a partir de registros *pseudo-sónicos* permitió mejorar la calibración sísmica, y por ende la interpretación sísmica estructural de los campos Barúa, Motatán, y Tomoporo.
- La incorporación de registros *pseudo-sónicos* en la base de datos permitió incrementar la cantidad de información y elaborar mapas determinísticos de Impedancia Acústica en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del Campo Barúa.
- La integración de datos de pozos con datos sísmicos mediante la técnica geostatística "*Collocated Co-Kriging*", permitió realizar una estimación de Impedancia Acústica en las arenas basales (A-9 y A-10) de la Formación Paují del campo Barúa, cuya variabilidad espacial se ajusta a la componente geológica del Campo.

## RECOMENDACIONES

- Delimitar aquellas zonas donde la relación entre resistividad y velocidad establecida por Faust no se cumple, por ejemplo arenas altamente saturadas de agua o gas, a fin de no obtener registros *pseudo-sónicos* erróneos.
- Actualizar los mapas de los parámetros  $a$  y  $m$  a partir de los datos obtenidos en pozos nuevos, que permita tener un mejor control de la variabilidad espacial de dichos parámetros en los campos Barúa, Motatán y Tomoporo.
- Hacer un estudio que permita obtener registros *pseudo-sónicos* más confiables en las lutitas de la Formación Paují.
- Estudiar la relación entre Impedancia Acústica y parámetros petrofísicos en las subunidades que conforman los yacimientos de los campos Barúa, Motatán y Tomoporo, que permita obtener una mejor estimación de Impedancia Acústica.

## BIBLIOGRAFÍA

Archie (1942). **The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics.** Petroleum Technology, vol.146.

Archie (1950). **Introduction to petrophysics of reservoir.** AAPG Bulletin, vol. 34

Audemard, F. (1991). **Tectonics of Western Vzla.** Rice University, Texas. Thesis.

Brito; Ulrych & De Lima (1988). **A new approach of deriving pseudovelocity logs from resistivity.** Geophysical Prospecting, No. 36.

Briceño, M. (1997). **Estudio de relaciones entre parámetros petrofísicos en las calizas del Cretáceo en el Flanco Perijanero.** Tesis de Grado (USB).

Comisión Venezolana de Estratigrafía y Terminología (1970). **Léxico Estratigráfico de Venezuela.** Bol. Geol. Public. Esp.

Coronado, M. (1997). **Caracterización de yacimientos mediante la integración geoestadística de información sísmica 3D y datos de pozos.** Tesis de Postgrado (U.C.V).

Da Silva & Acosta (1996). **Una metodología para obtener sónicos a partir de registros de resistividad y sísmica de pozos.** VIII Congreso Venezolano de Geofísica.

Delgado, J. (1978). **Revisión Geológica del Eoceno en el área de Barúa- Motatán Estados Zulia y Trujillo.** Maraven S.A. Caracas. Informe Técnico EPC-6070.

Delaplanche et al. (1963). **An example of the use of synthetic seismograms.** Geophysics, vol. XXVIII.

Díaz, F. (1998). **Architecture of a shore-zone reservoir system in Barúa Field, Maracaibo Basin western Venezuela.** Austin University, Texas. Thesis.

EGEP. Consultores S.A (Febrero,1989). **Compendio de Historia y Diagramas Mecánicos Campo Barúa-Motatán.** Maraven S.A. Informe Técnico. EPC-12679.

Escandón, G. (1998). **Modelo estocástico y sedimentológico de las Formaciones Eocenas del campo Barúa.** Tesis de grado (U.C.V).

Faust (1951). **Seismic velocity as an function of depth and geological time.** Geophysics, vol. XVIII.

Faust (1953). **A velocity function including lithologic variation.** Geophysics, vol. XVIII.

González de Juana et al. (1980).**Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas.** Ediciones FONINVES. Caracas-Venezuela. Tomos I y II.

Guedez, V. (1998). **Interpretación sísmica estructural 3D del área oeste del campo Tomoporo, costa oriental del Lago de Maracaibo, Estado Zulia.** Tesis de Postgrado (V.C.V).

Hernández, R. (2001). **Interpretación y definición del marco sísmico estructural 3D, área vla-206, Formación Guasare, Bolque I.** Tesis (U.C.V.). Inédito.

James Rohlf, F.(1956). **Statistical tables.** Stony Brook University. New York.

Landmark. (1999). **Poststack family reference manual.**vol.XI.

Lugo J. y Mann, P. ( 1992). **Colision Oblicua y Formación de una Cuenca Foreland Durante El Paleoceno Tardio al Eoceno Medio Cuenca de Maracaibo.** Actas de las de las secciones Científicas . VII Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo 4 Salamanca.



Lugo, J. and Mann, P. (1995). **Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela**, in **A.J. Tankard, R. Suarez S., and H. J Welsink, Petroleum Basins of South America**. AAPG Bull.62.

MARAVEN (1995 a). **Estimación de las Reservas de Condensado, Petróleo y Gas**. Volumen 1.

MARAVEN (1995 b). **Revitalización de los Campos Barúa y Motatán**. Jornada PPT.

Rudman, et al (1975). **Transformation of resistivity to pseudivelocity logs**. AAPG (1975), Bull. 59.

Rudman (1982). **Interrelationship of resistivity and velocity logs**. In Developments in Geophysical Exploration Methods III.

PETRESIM Integrated Technologies Inc (1997). **Integrated Reservoir Study, Phase 2 Barua Field**. Informe preparado para Maraven S.A. Houston. Tomo I, II, III, IV.

Smith, et al. (1979). **Determining the acoustic velocity of subsurface formations from well log data**. SPE-AIME. Bull. 11.

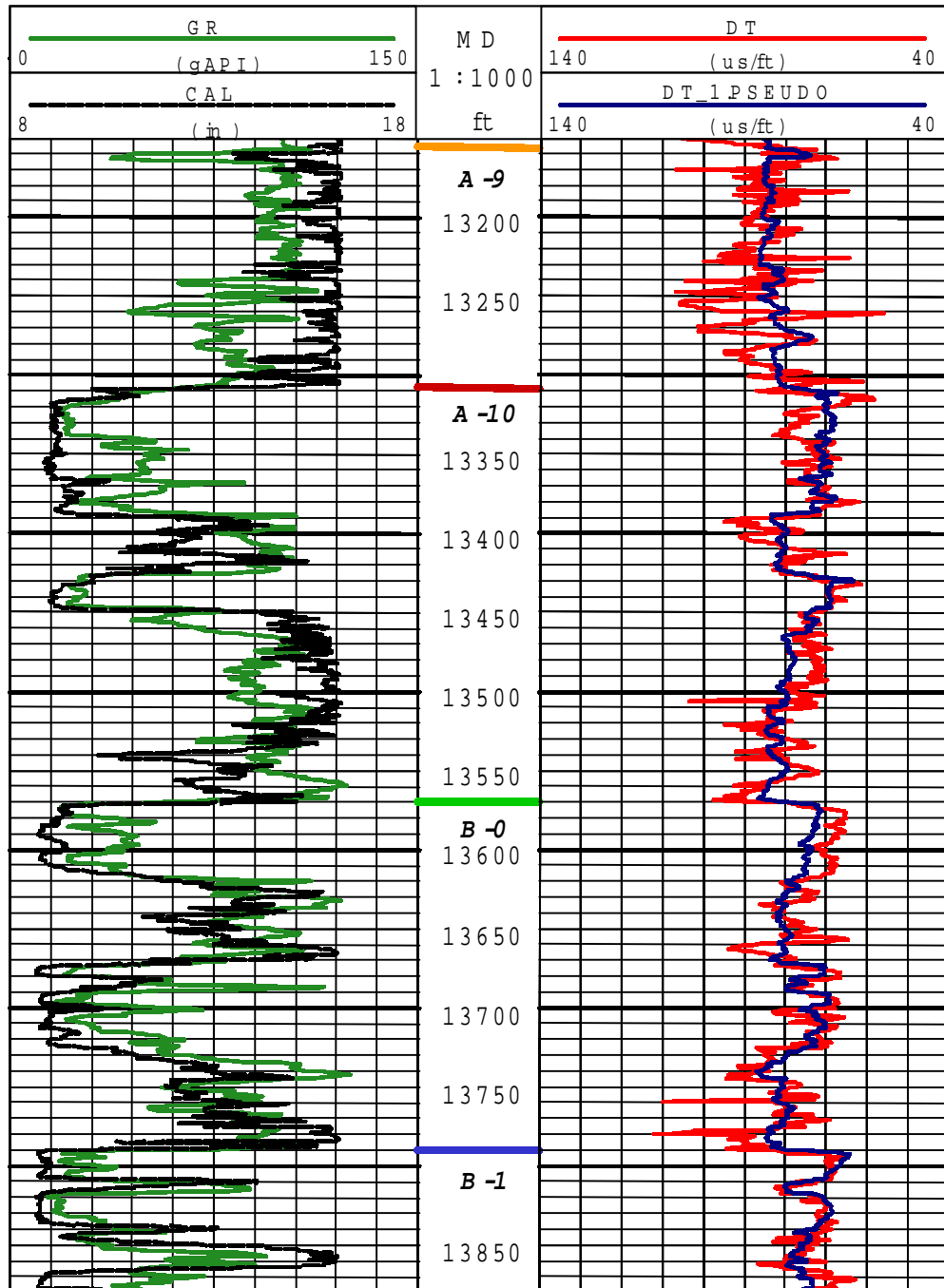
Van Andel, T. (1958). **Origen and Classification of Cretaceous Paleocene and Eocene Sandstone of Western Venezuela**. AAPG. Bull. 42.

Wyllie, et al (1956). **Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media**. Geophysics, vol. XXI.

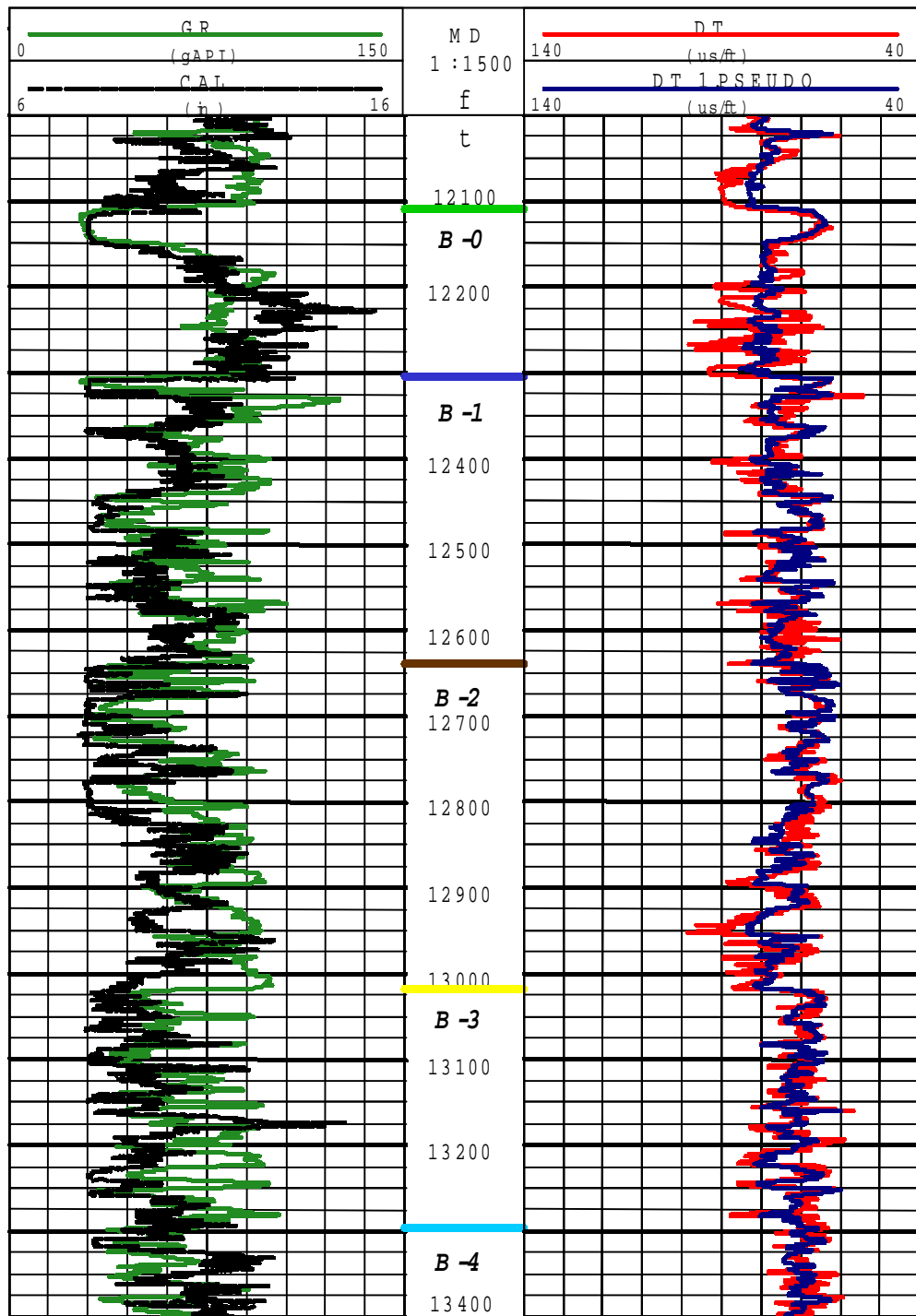
# **ANEXO 1**

**COMPARACIÓN GRÁFICA ENTRE REGISTROS SÓNICOS (DT) Y PSEUDO-SÓNICOS (DT\_1) DE LOS CAMPOS BARÚA, MOTATÁN Y TOMOPORO.**

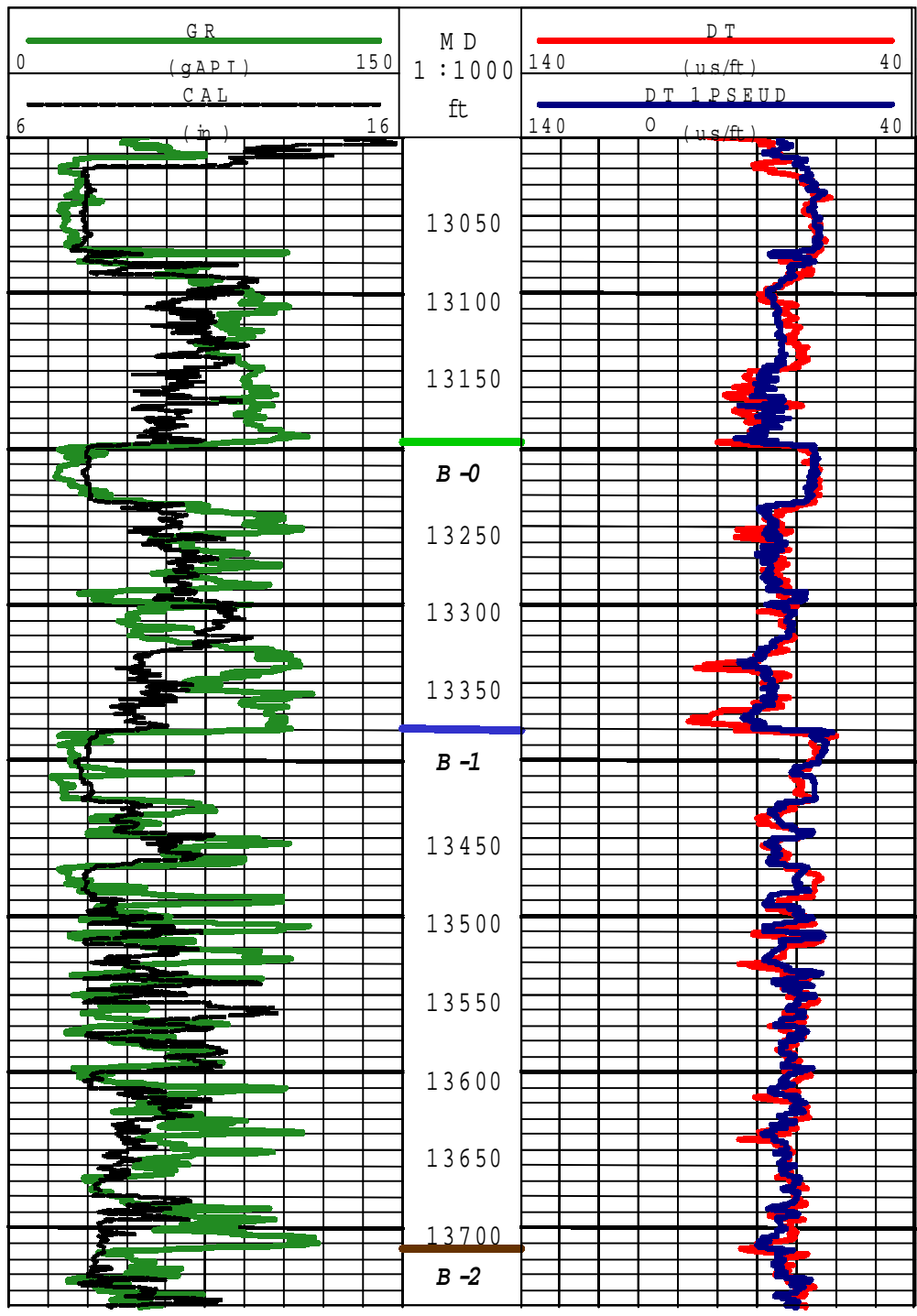
**CAMPO BARÚA:**



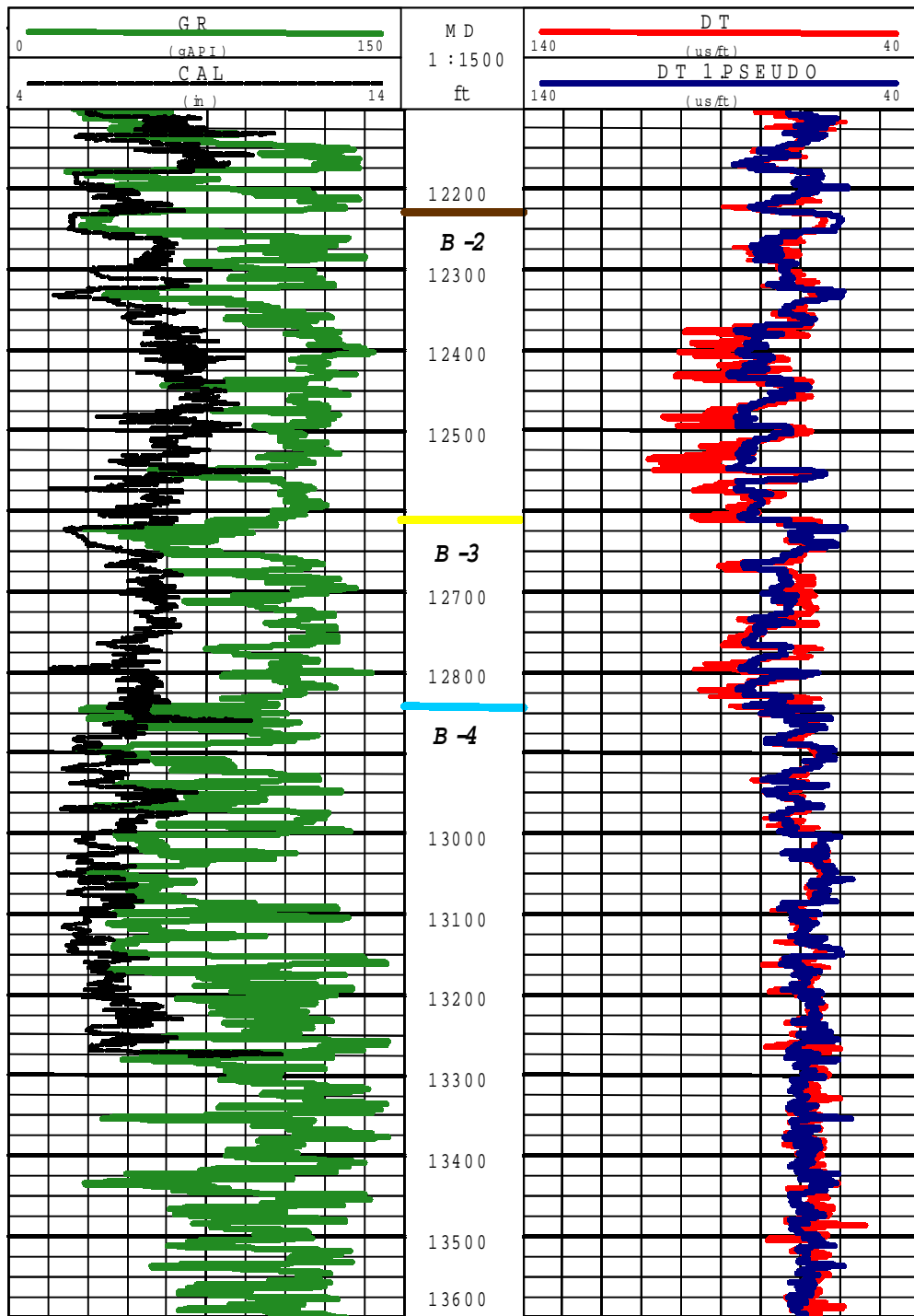
**ANEXO 1.1: POZO MGB-05**



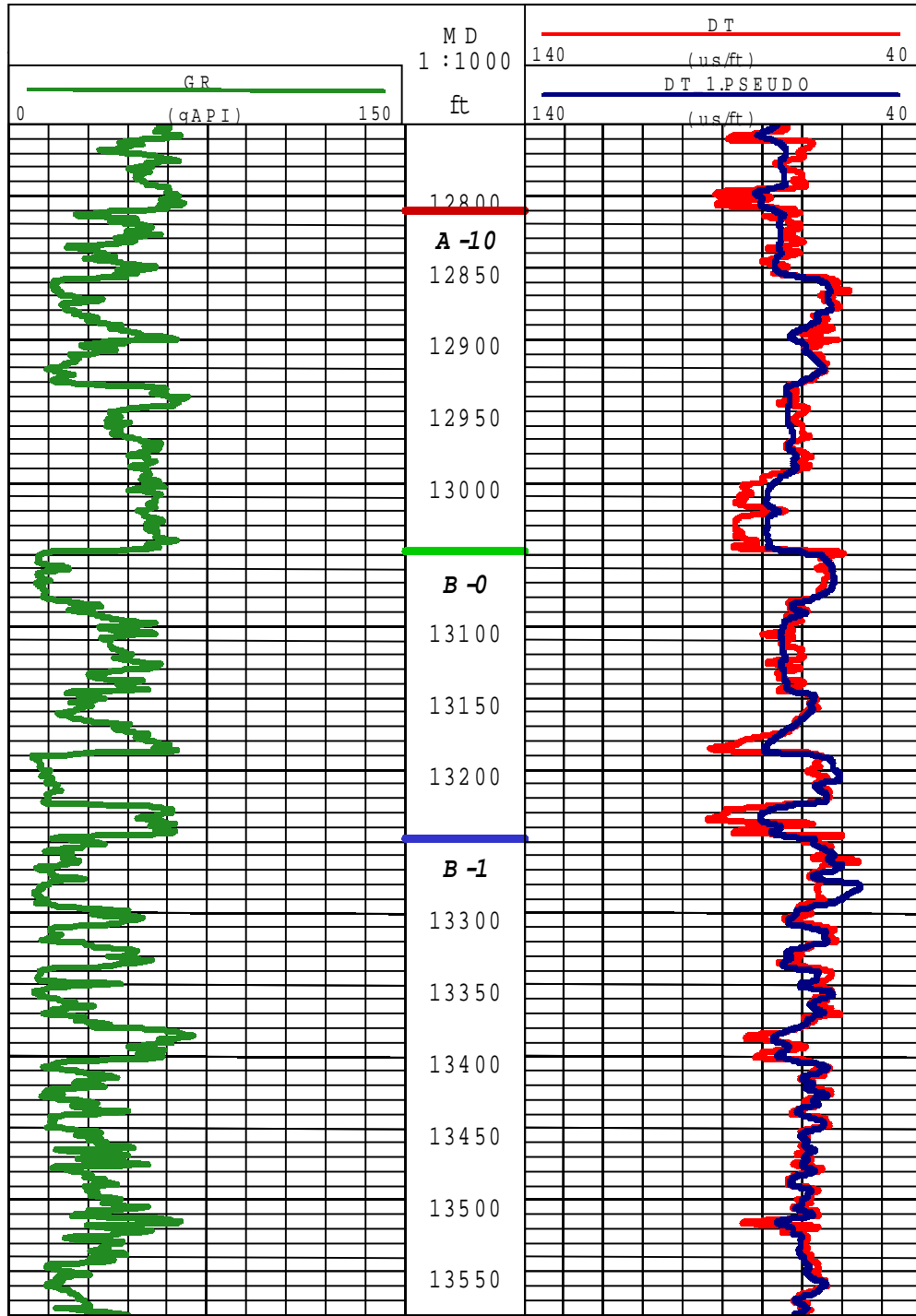
ANEXO 1.2: POZO MGB-13



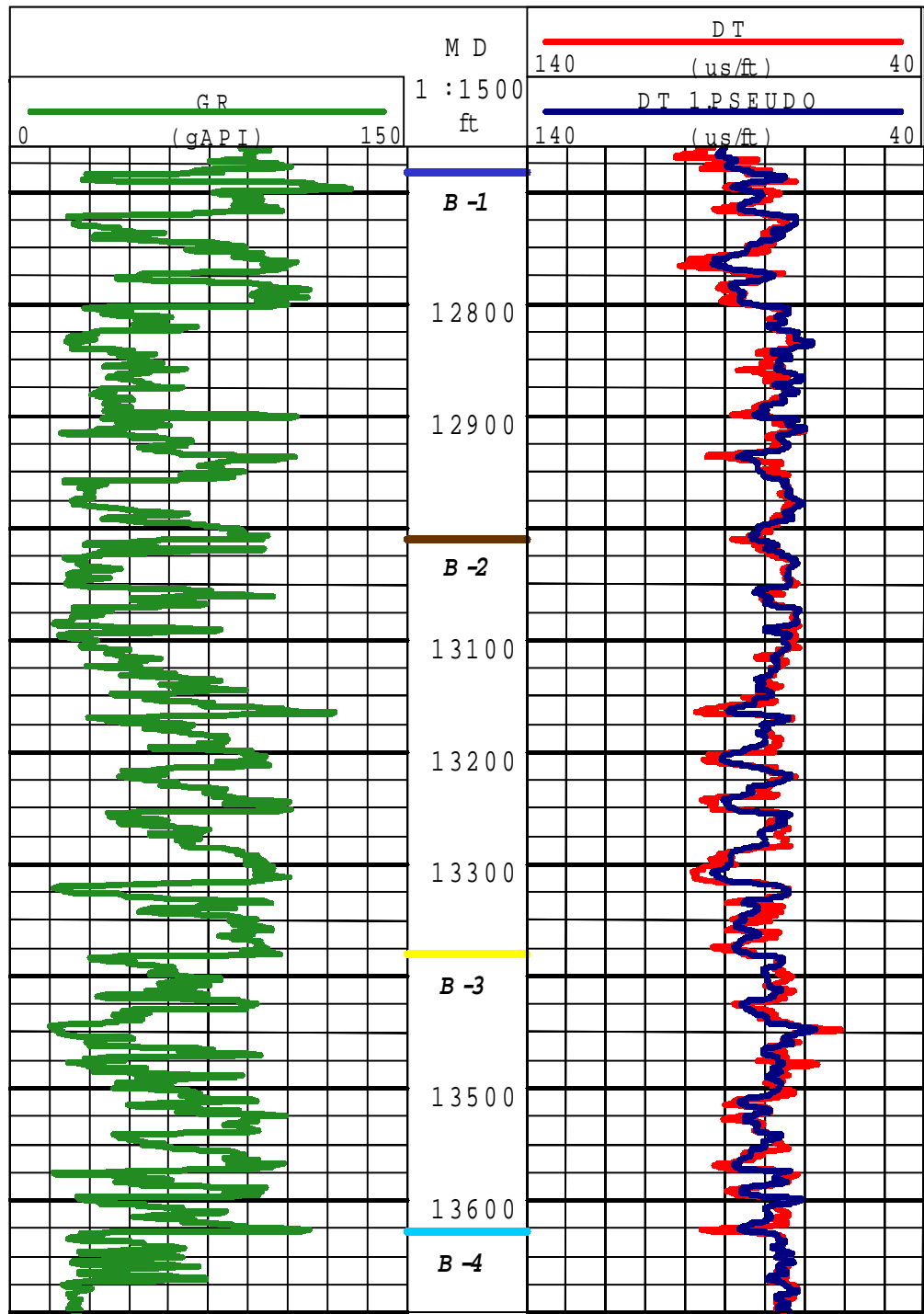
ANEXO 1.3: POZO MGB-14



ANEXO 1.4: POZO MGB-15

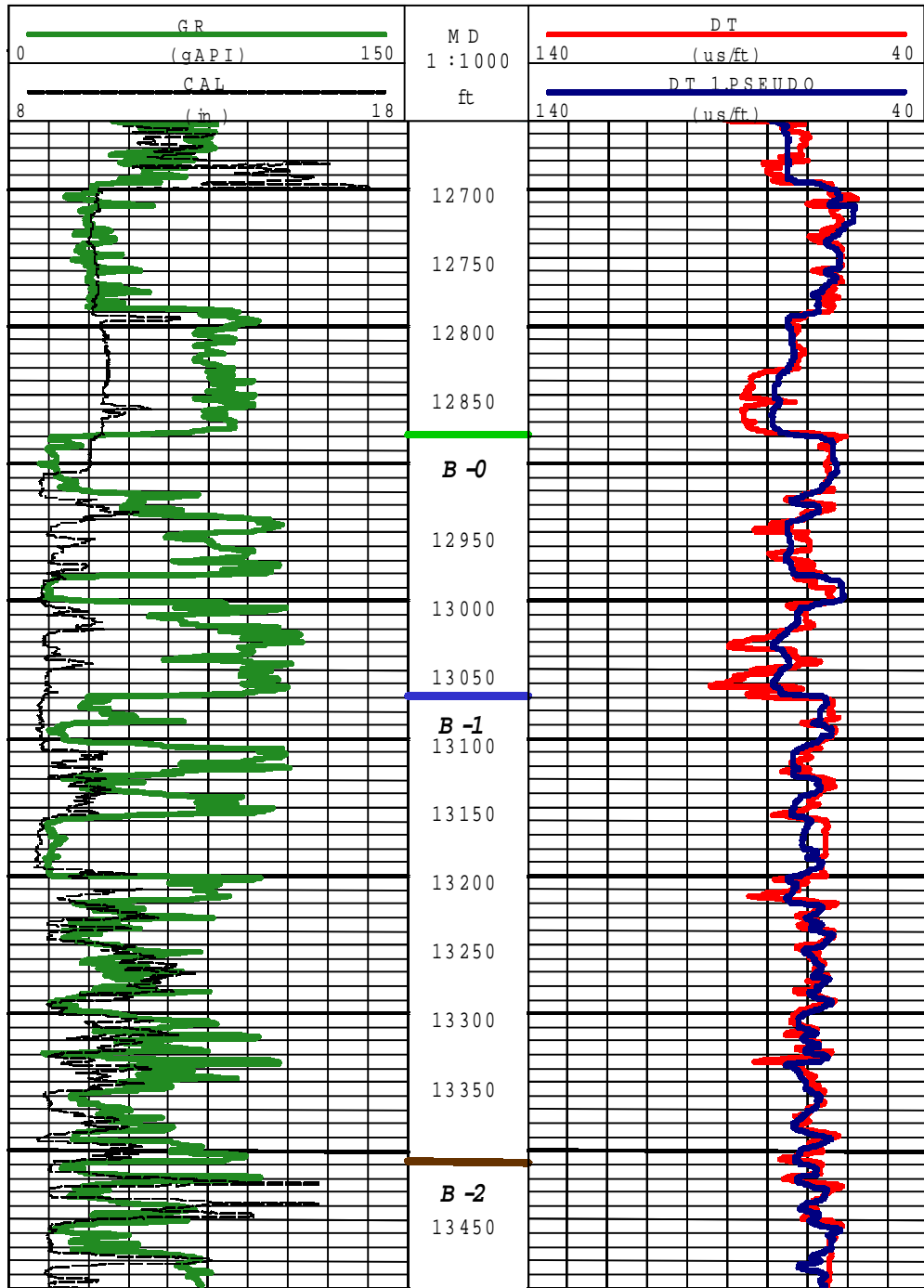


ANEXO 1.5: POZO MGB-16

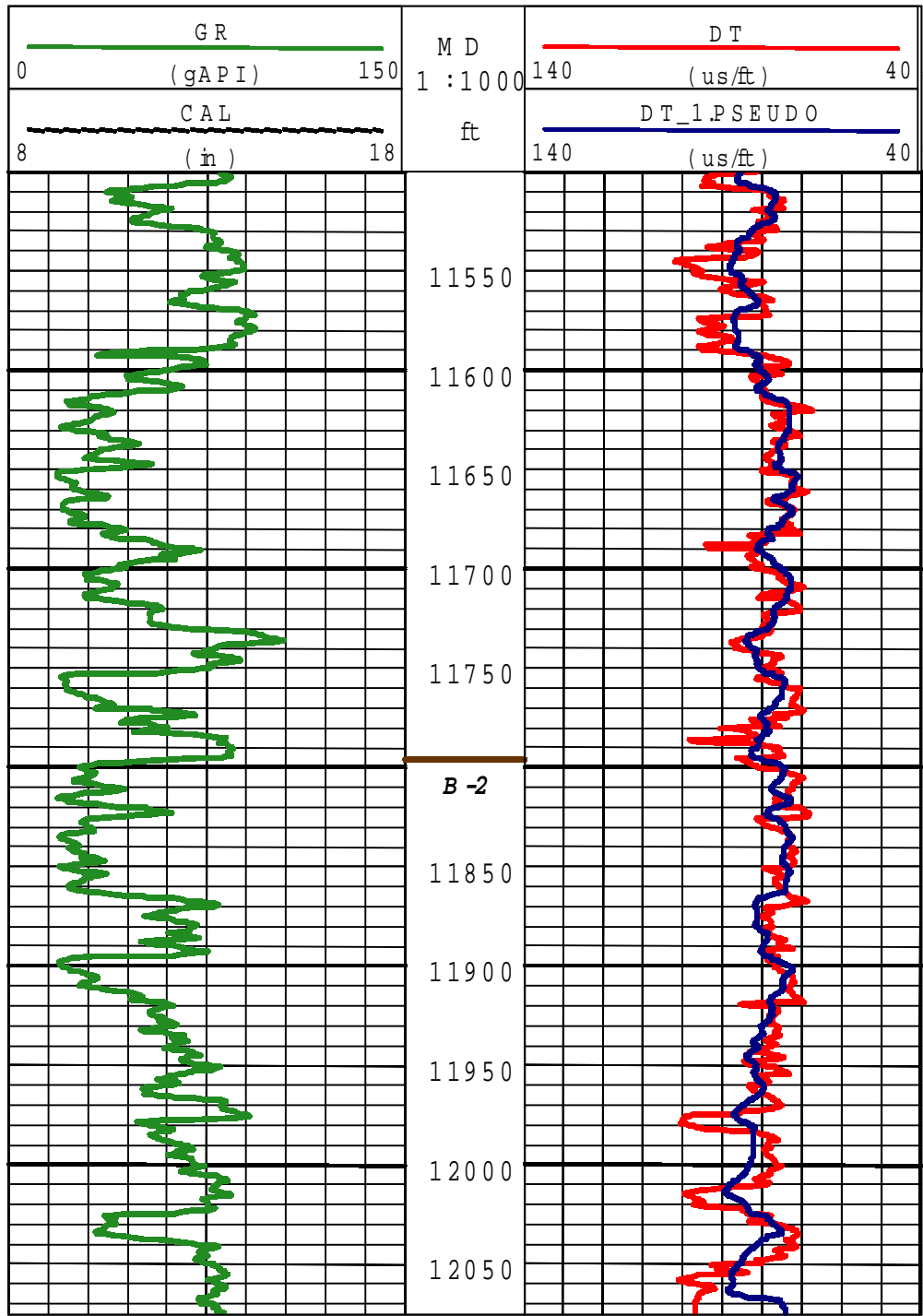


ANEXO 1.6: POZO MGB-17

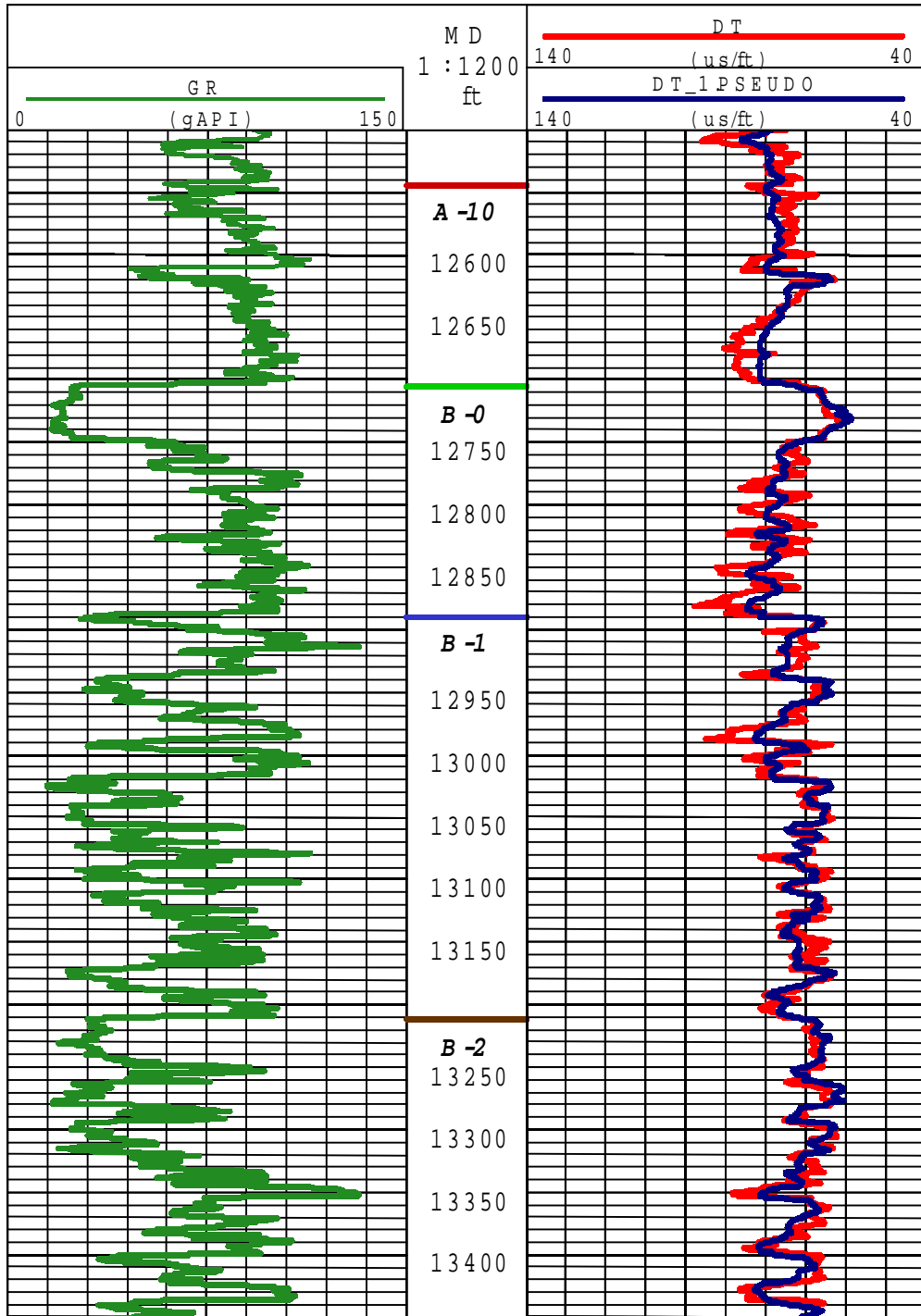




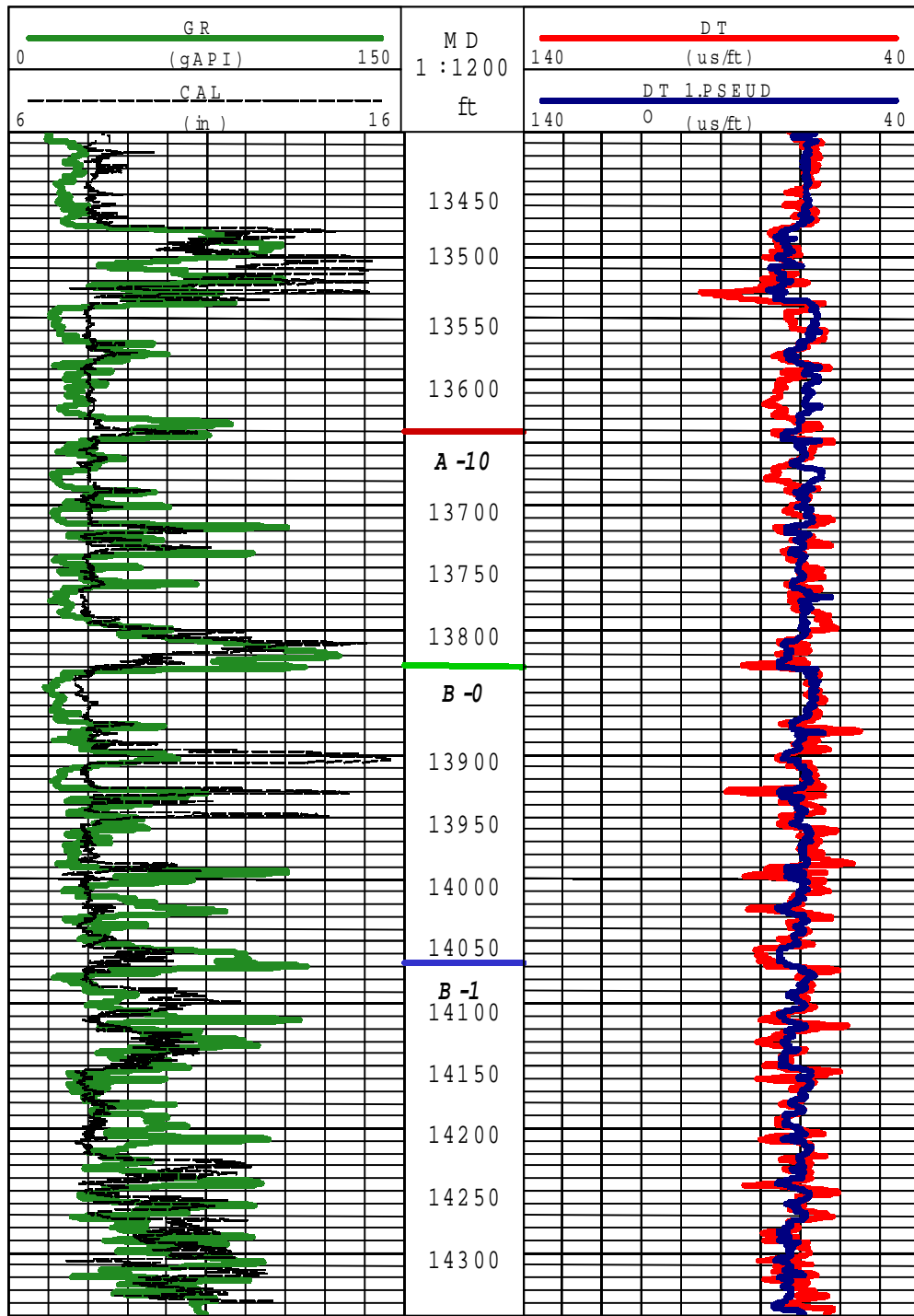
ANEXO 1.7: POZO MGB-18



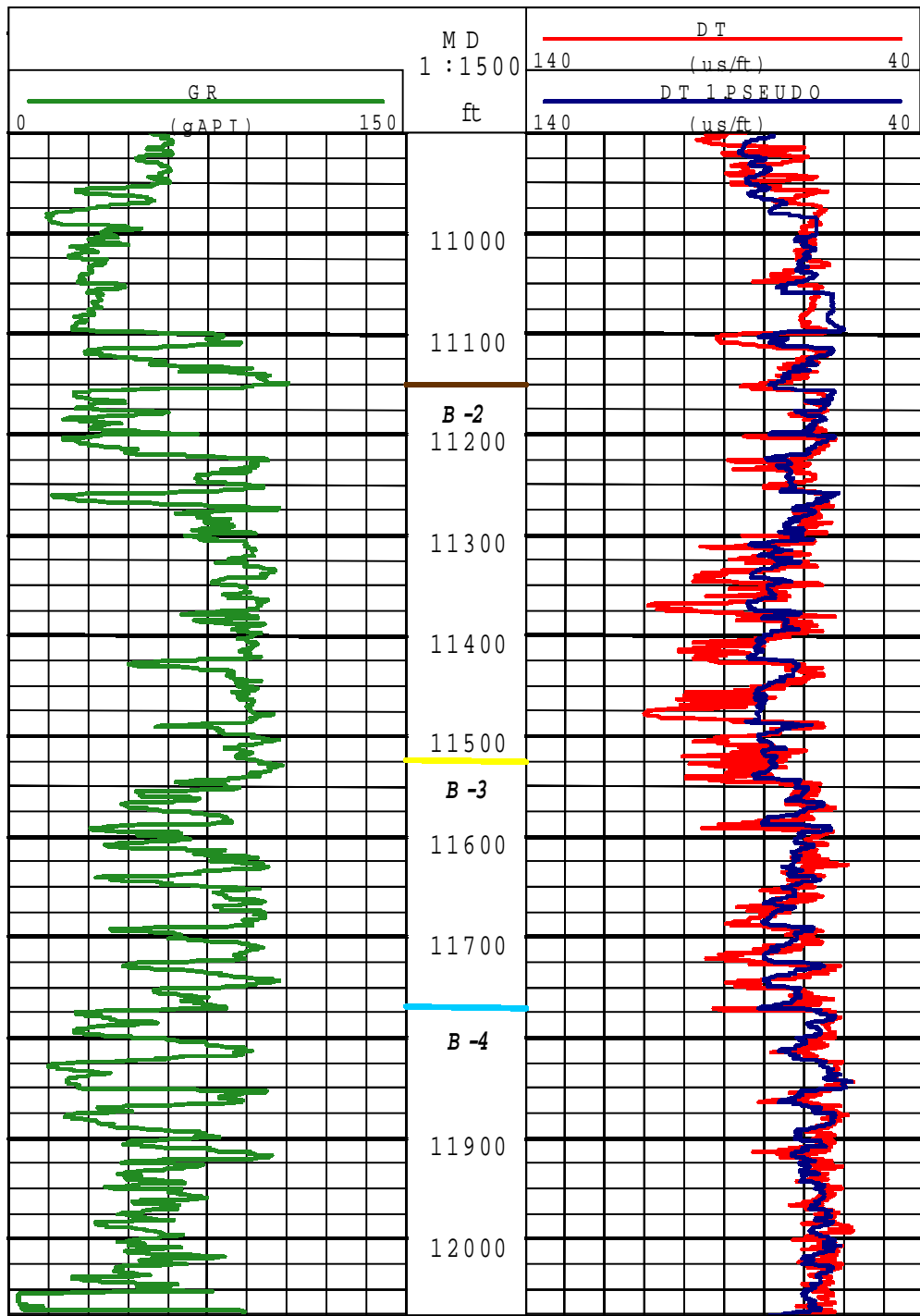
ANEXO 1.8: POZO MGB-19



ANEXO 1.9: POZO MGB-20

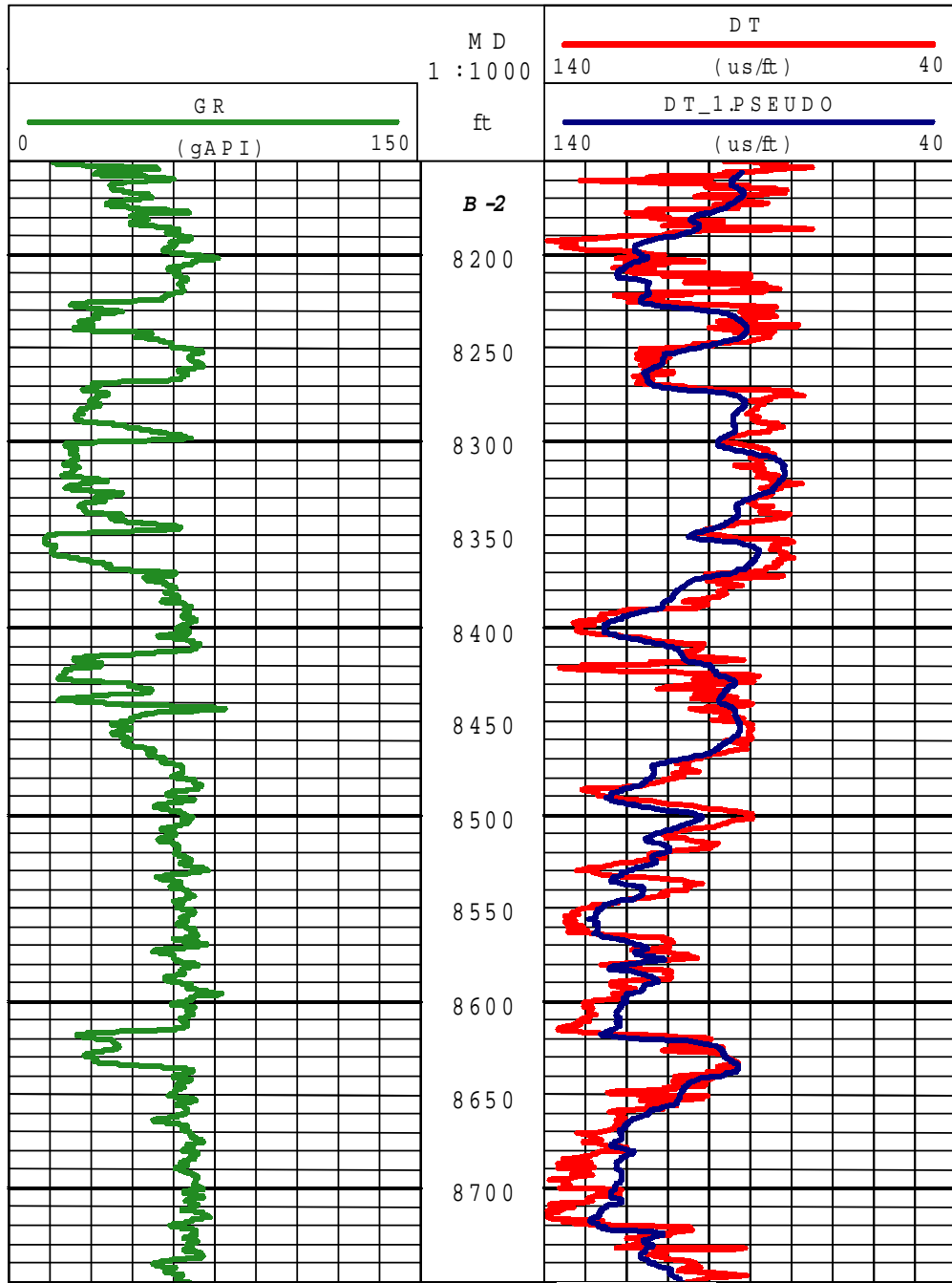


ANEXO 1.10: POZO MGB-35

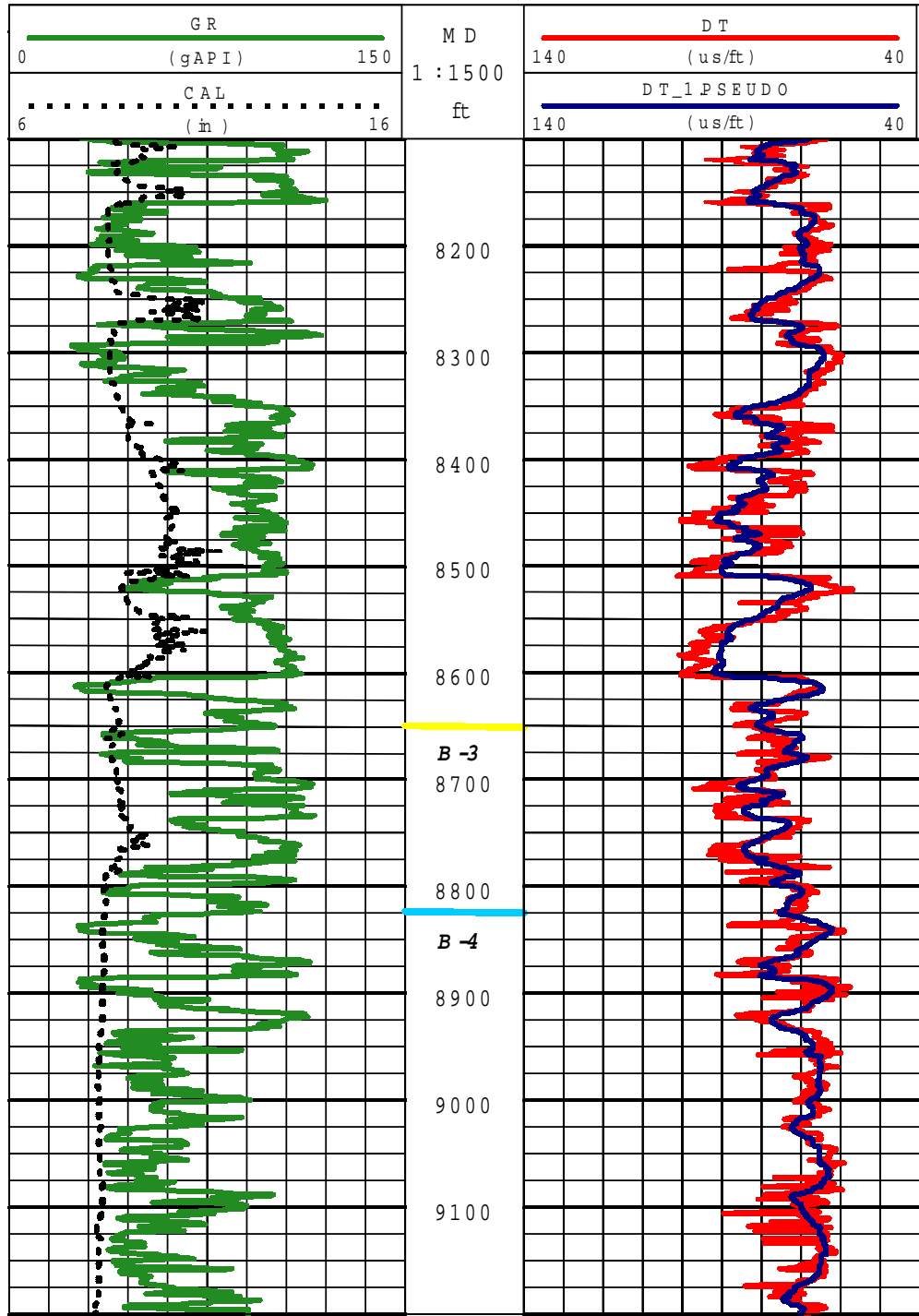


ANEXO 1.11: POZO MOT-37

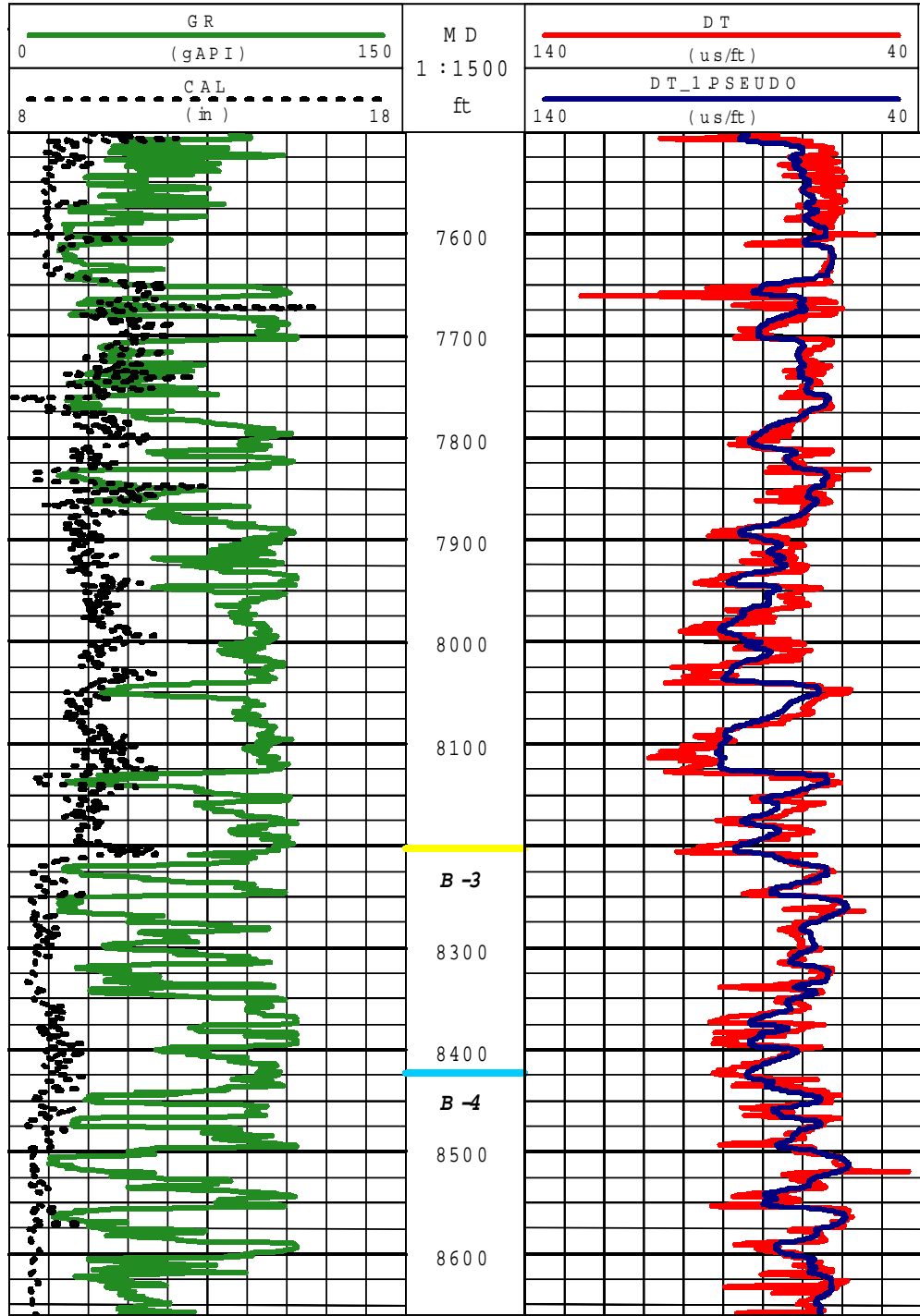
**CAMPO MOTATÁN:**



**ANEXO 1.12: POZO MOT-12**

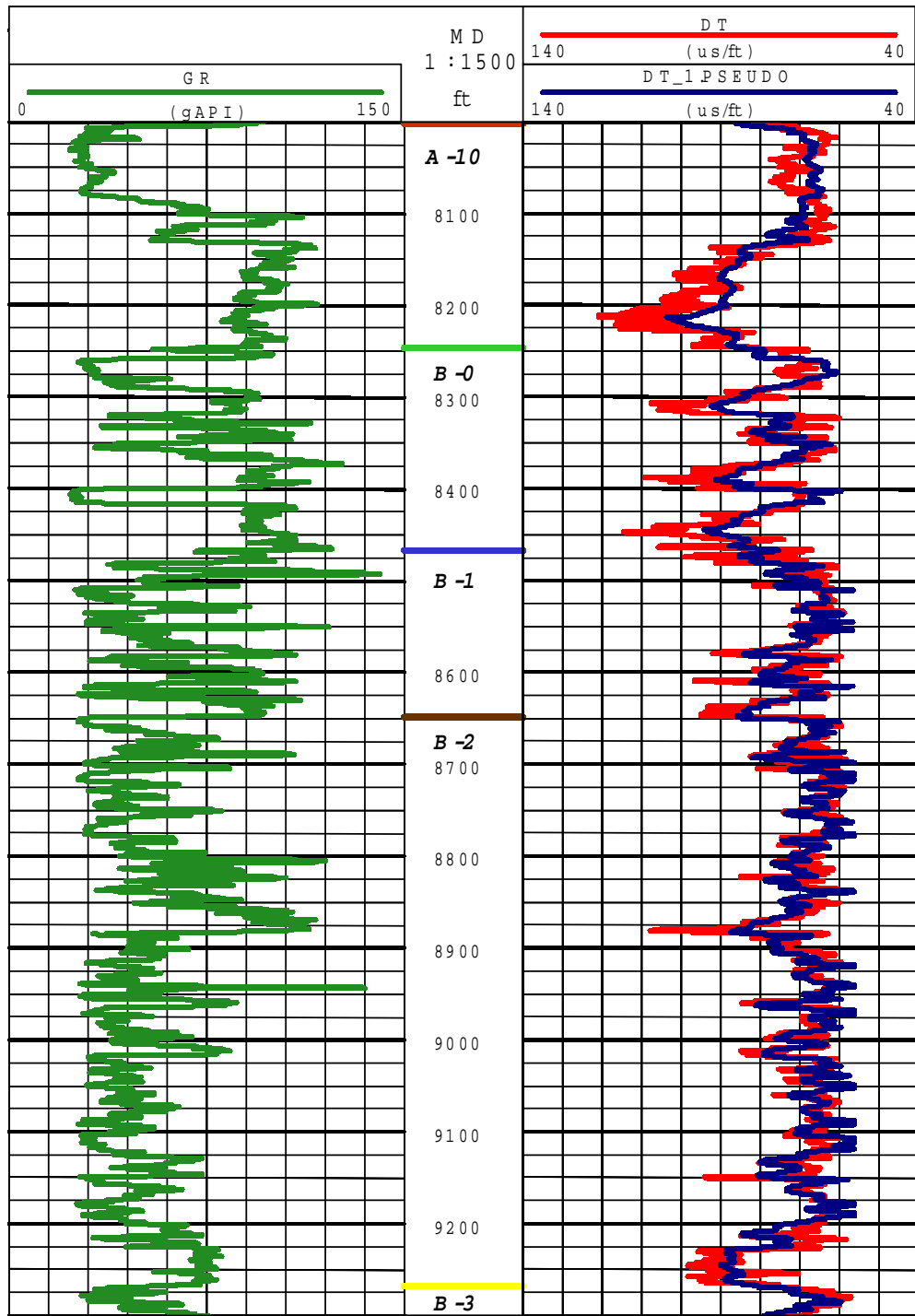


ANEXO 1.13: POZO MOT-14

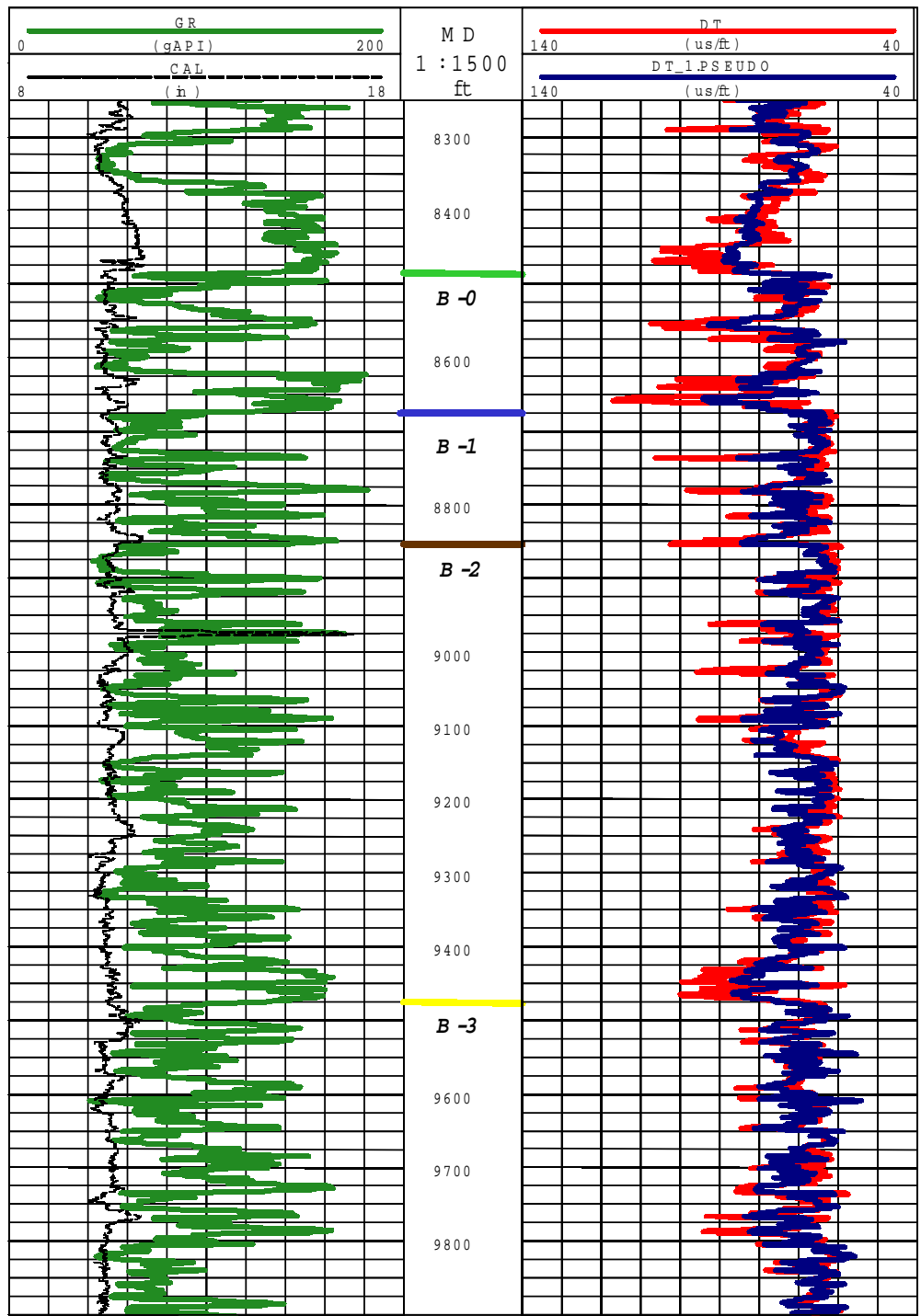


ANEXO 1.14: POZO MOT-15

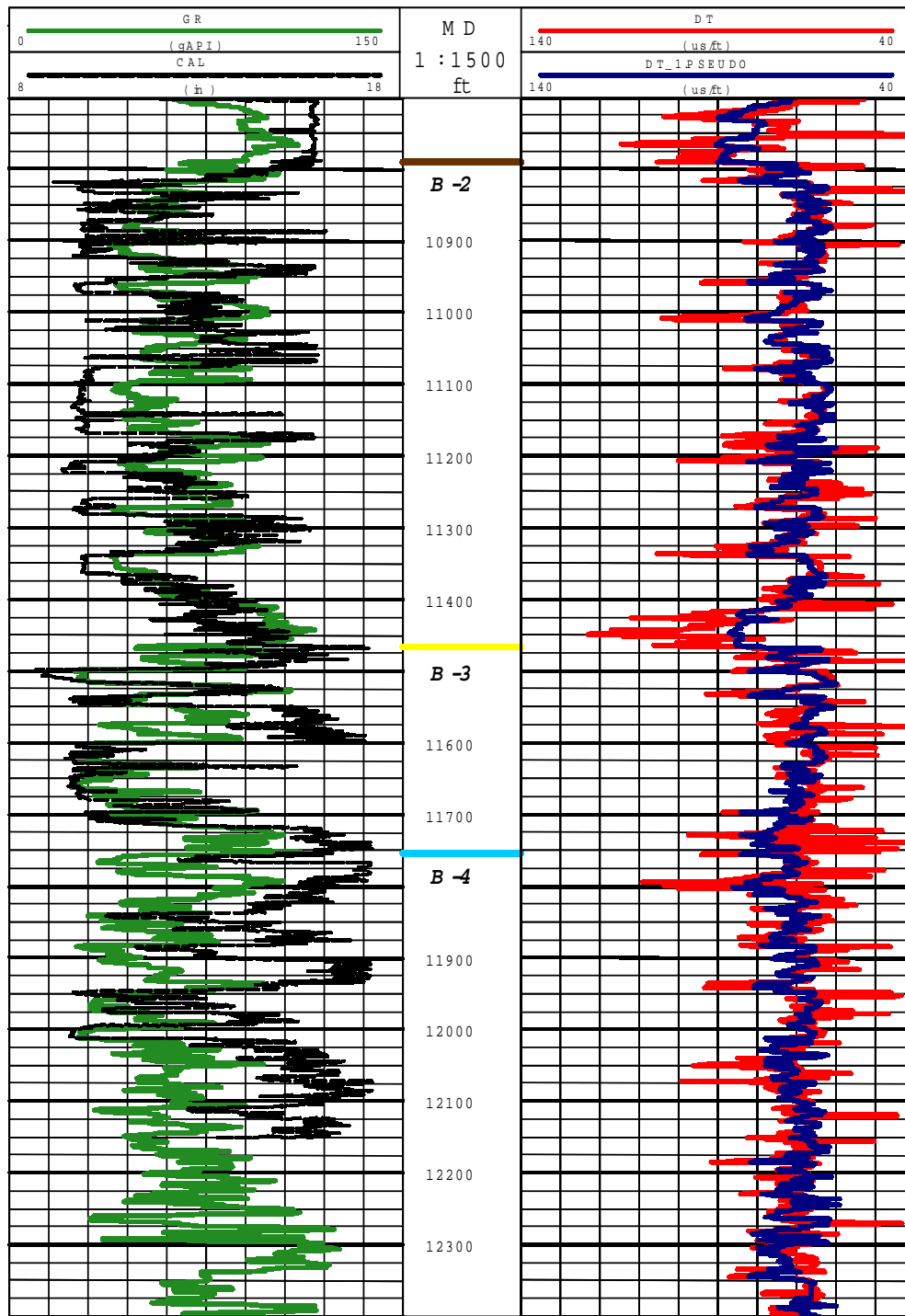




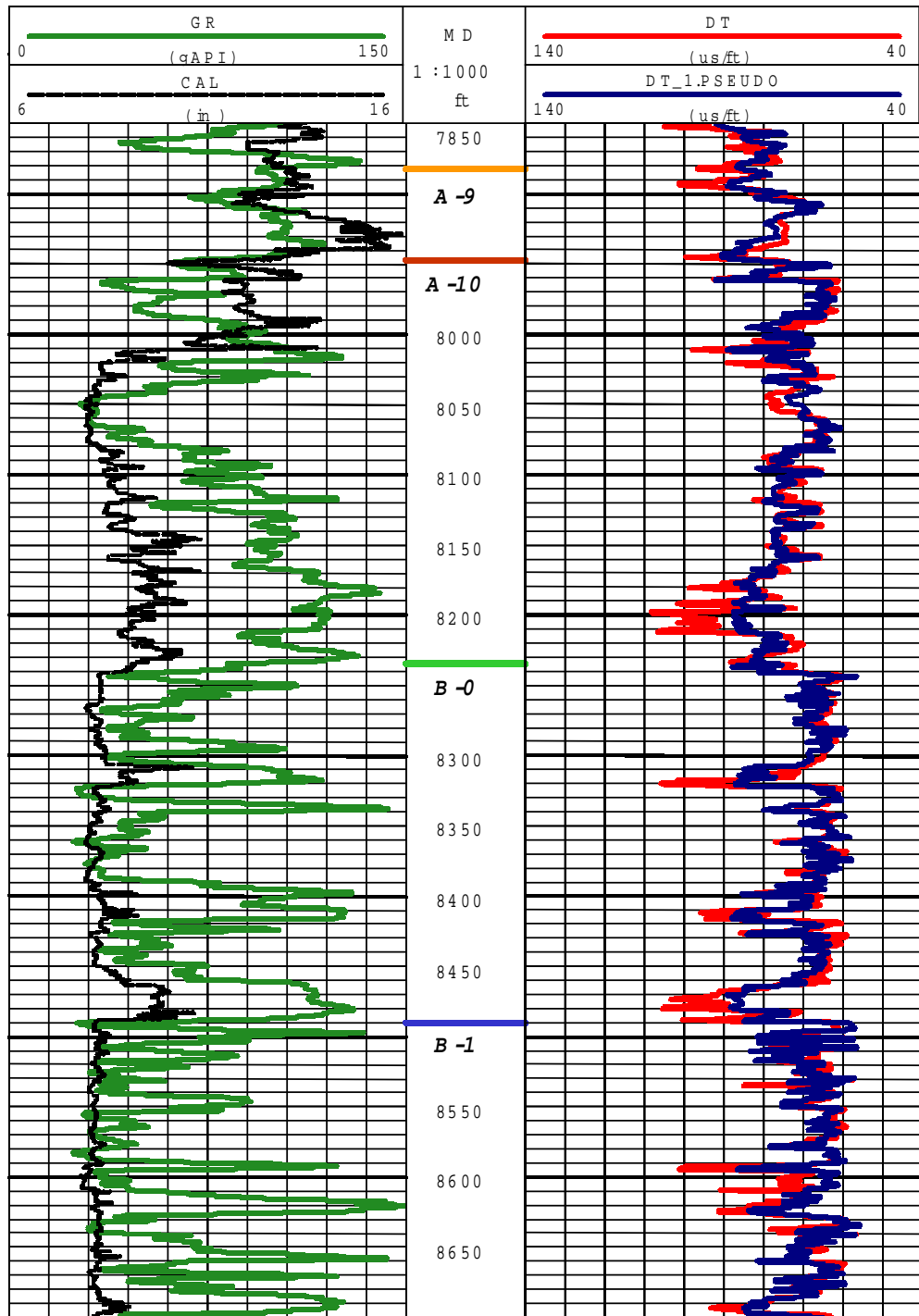
ANEXO 1.15: POZO MOT-18



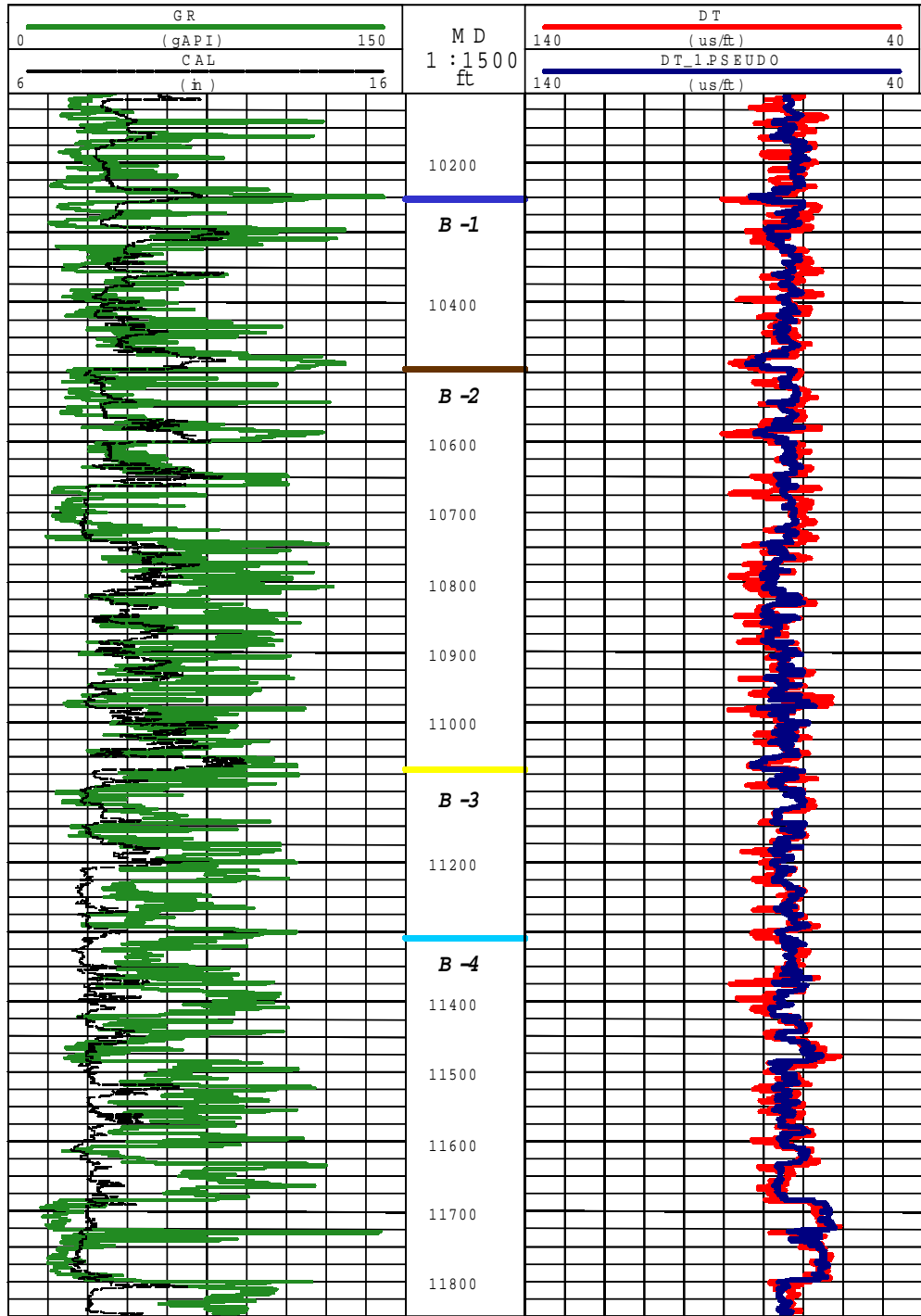
ANEXO 1.16: POZO MOT-23



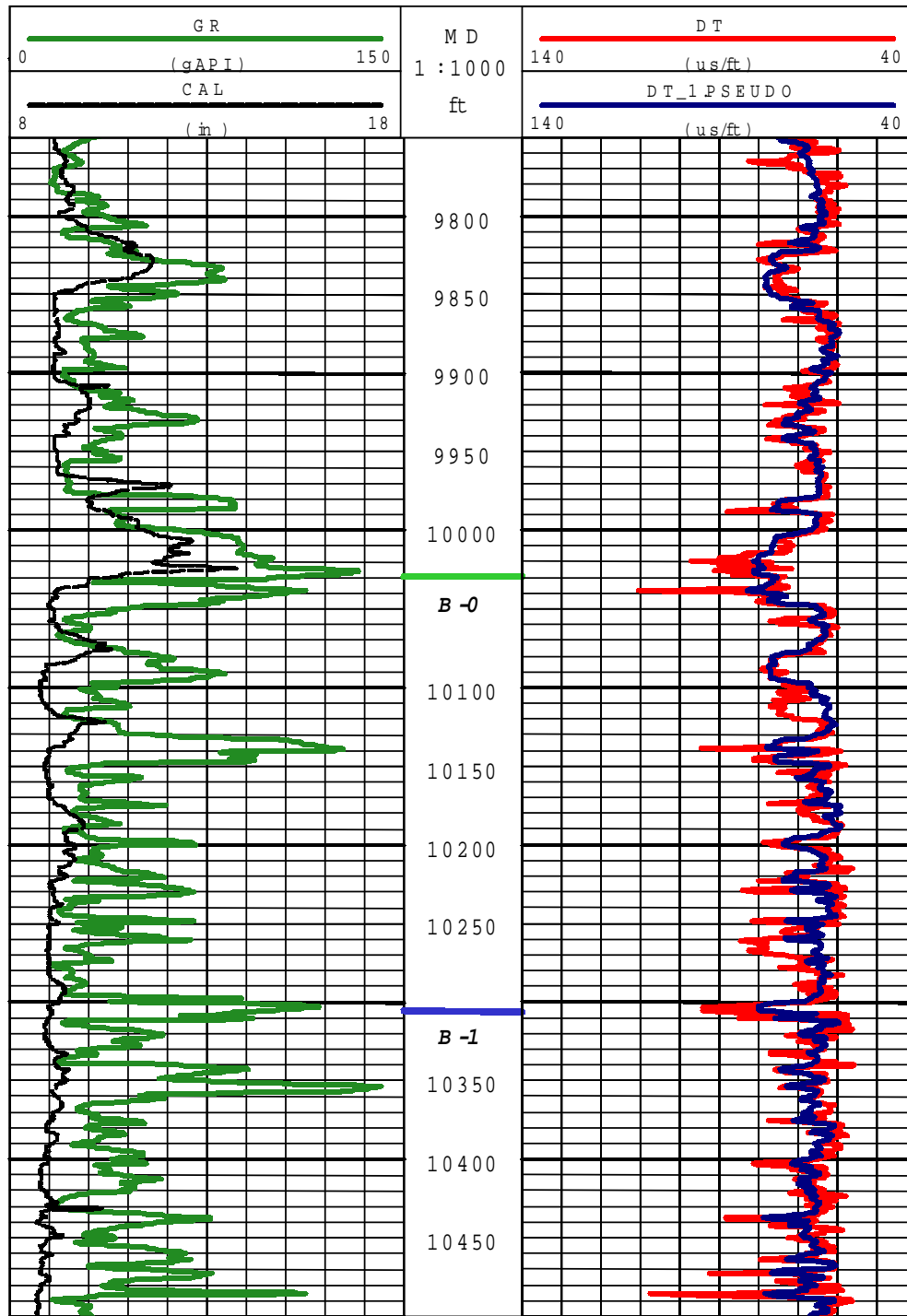
ANEXO 1.17: POZO MOT-33



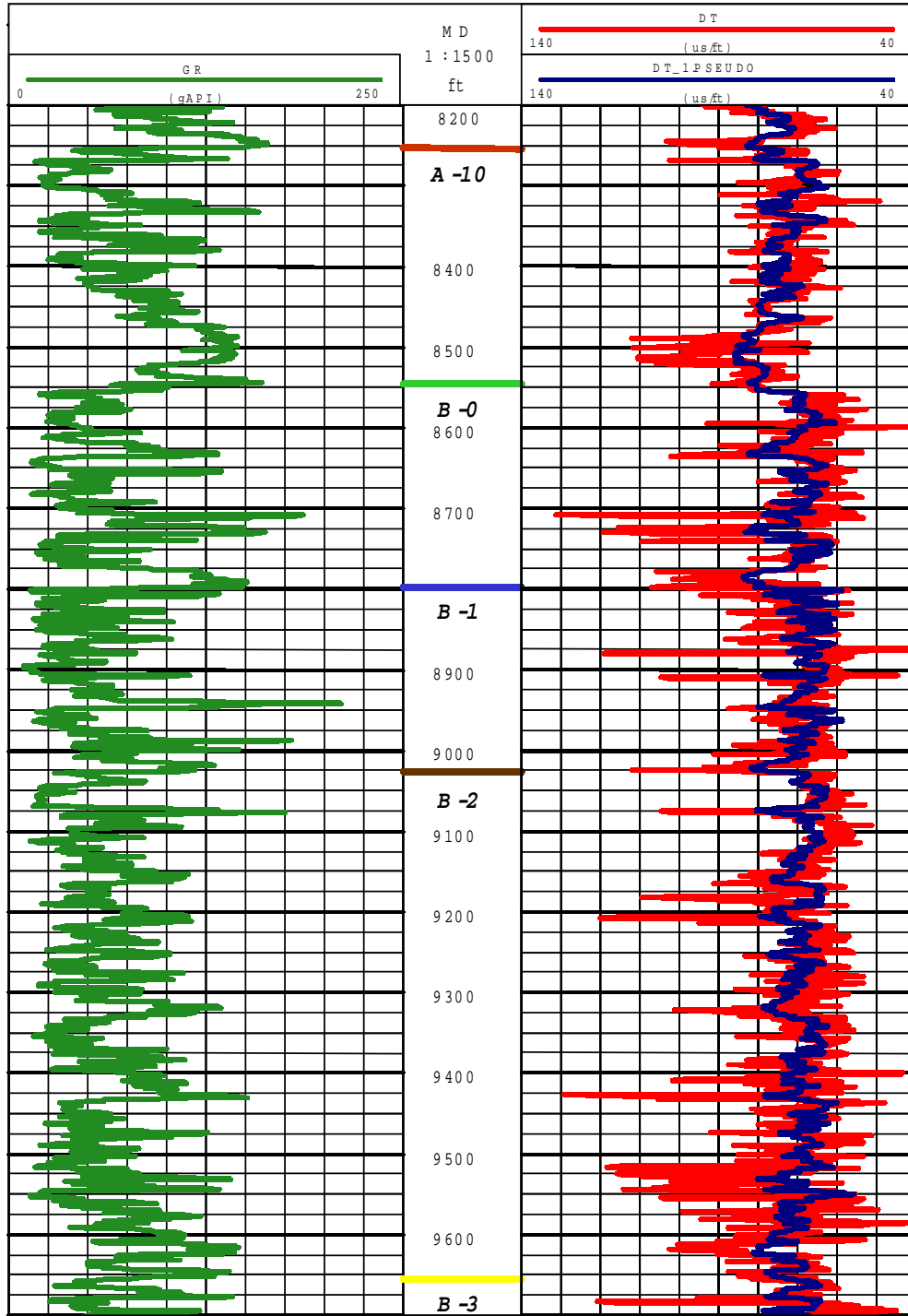
ANEXO 1.18: POZO MOT-35



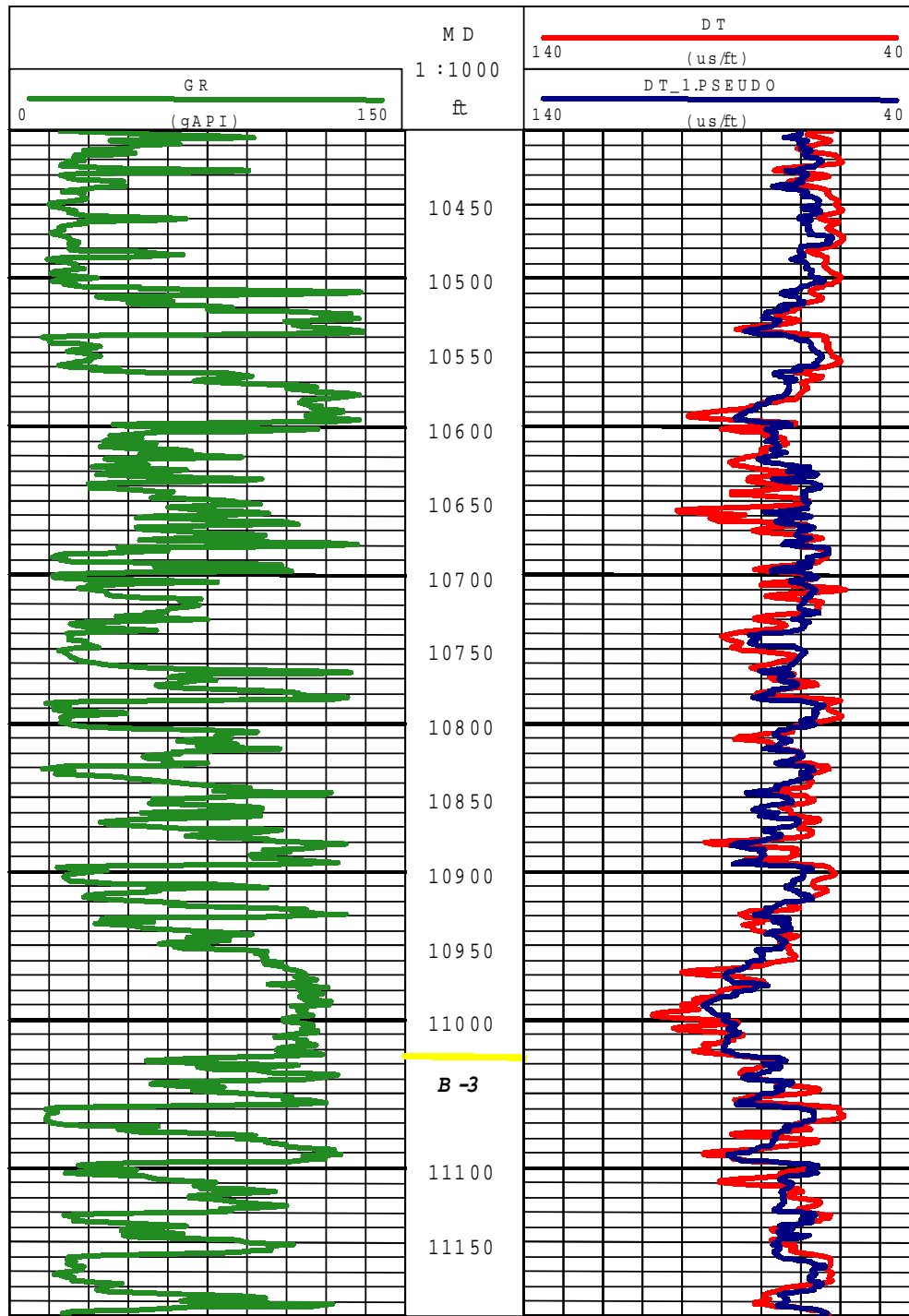
ANEXO 1.19: POZO MOT-39



ANEXO 1.20: POZO MOT-43



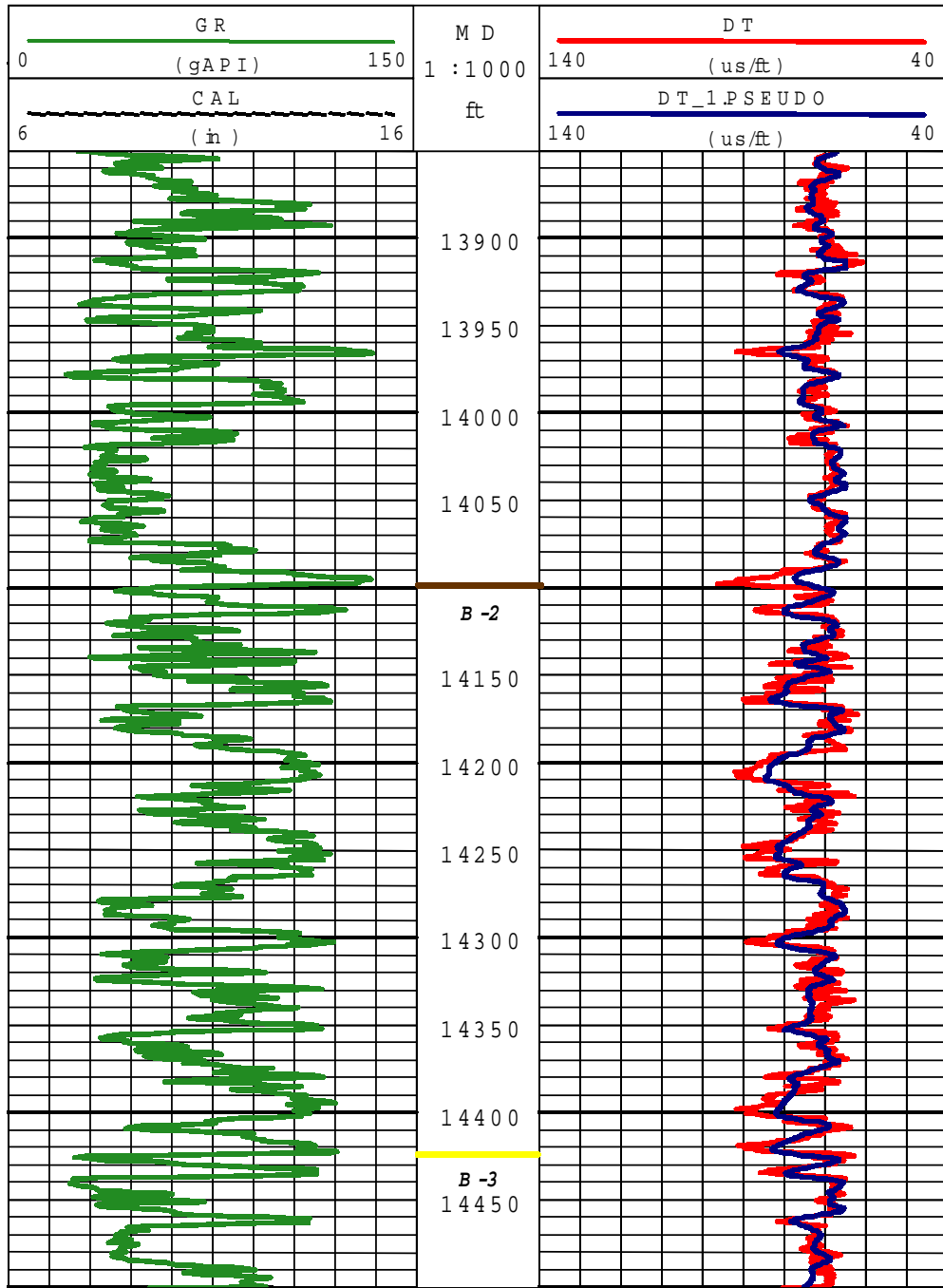
ANEXO 1.21: POZO MOT-50



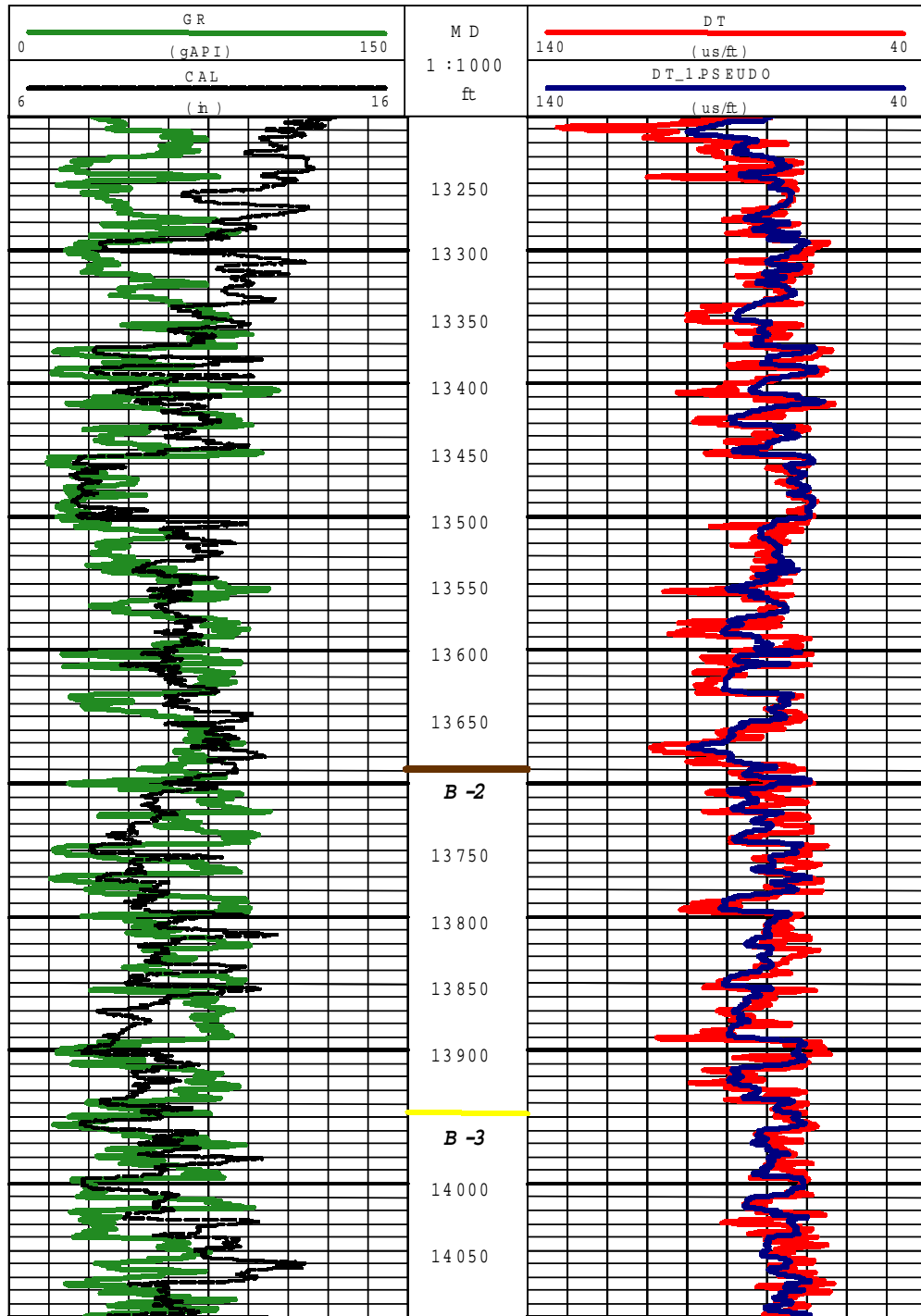
ANEXO 1.22: POZO MOT-54



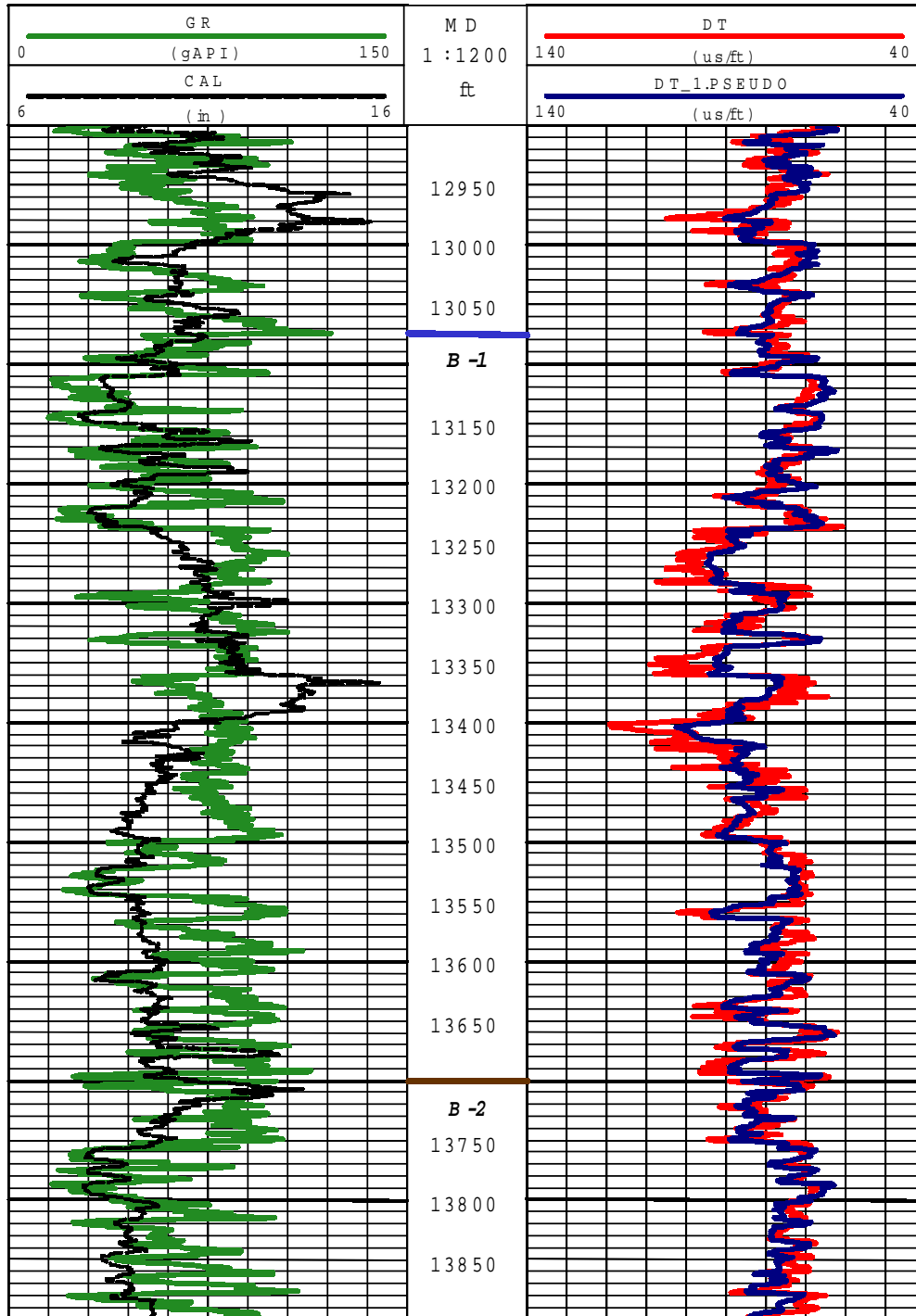
**CAMPO TOMOPORO:**



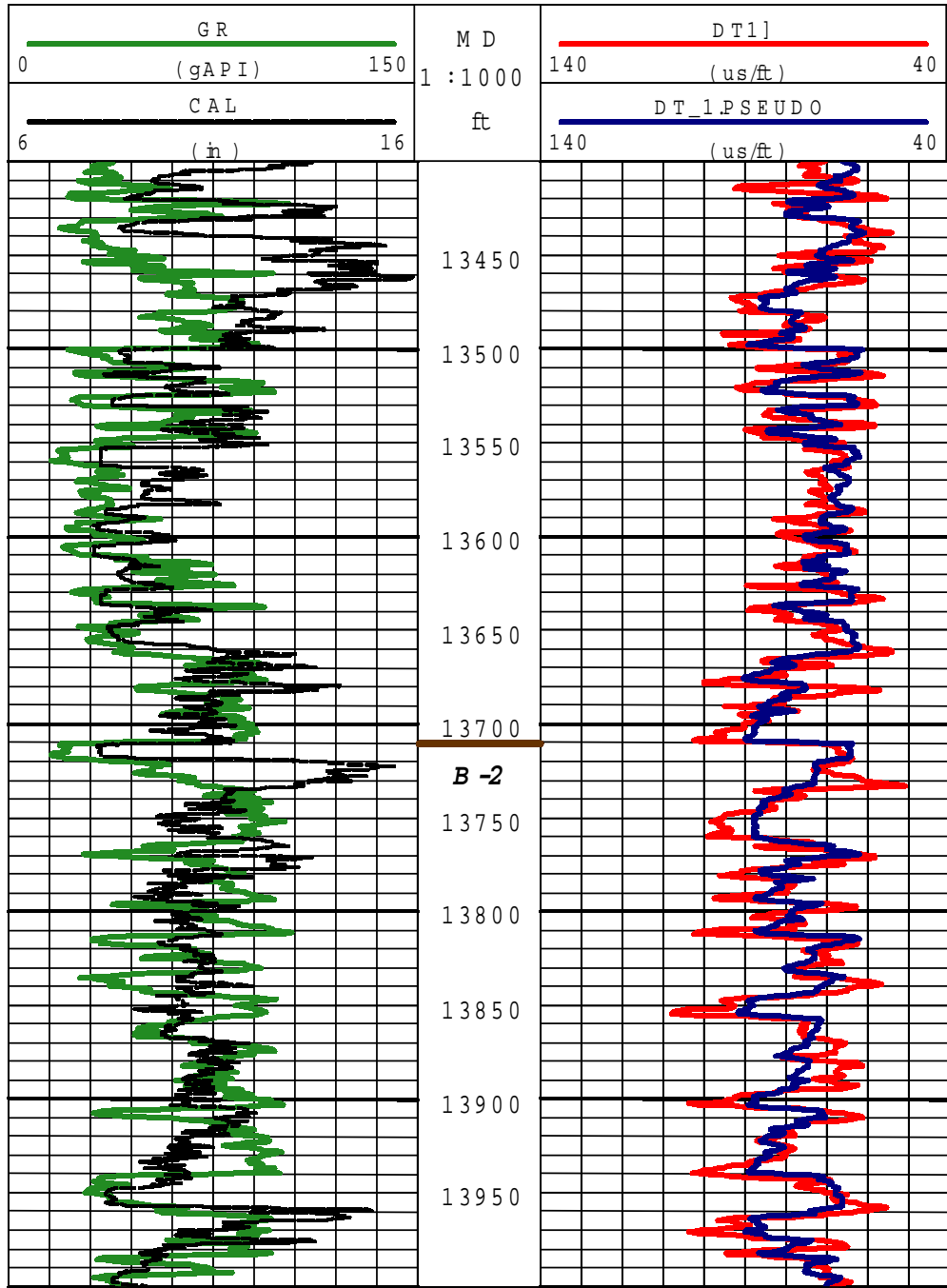
**ANEXO 1.23: POZO TOM-01**



ANEXO 1.24: POZO TOM-02



ANEXO 1.25: POZO TOM-03

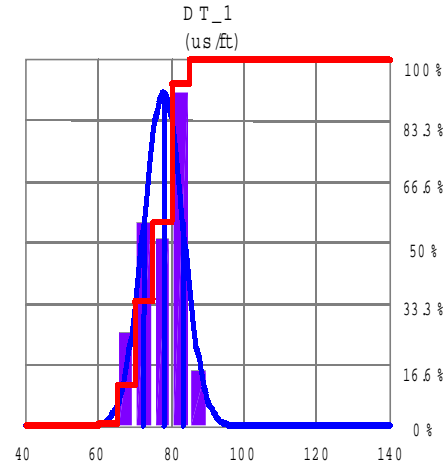
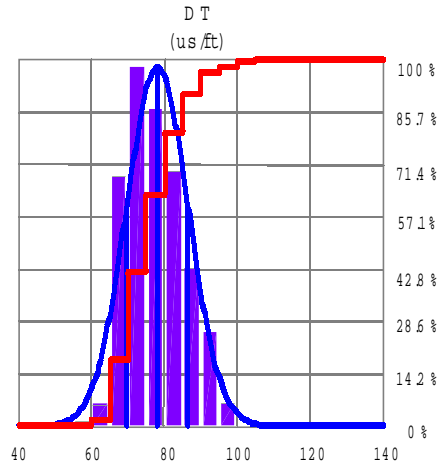


ANEXO 1.26: POZO TOM-05

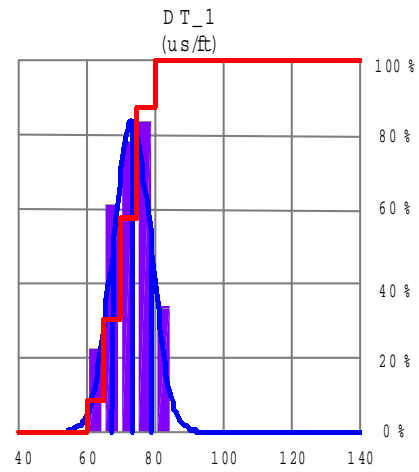
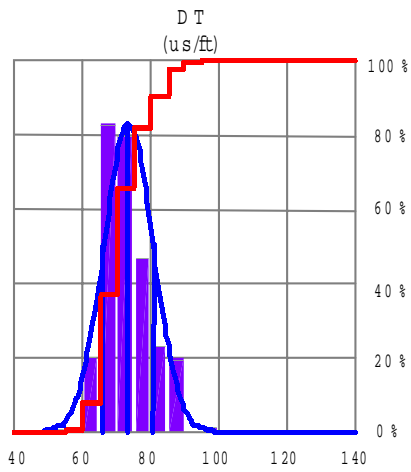
# **ANEXO 2**

**COMPARACIÓN ENTRE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS DATOS DE REGISTROS SÓNICOS (DT) Y PSEUDO-SÓNICOS (DT\_1) DE LOS CAMPOS BAÚA, MOTATÁN Y TOMOPORO.**

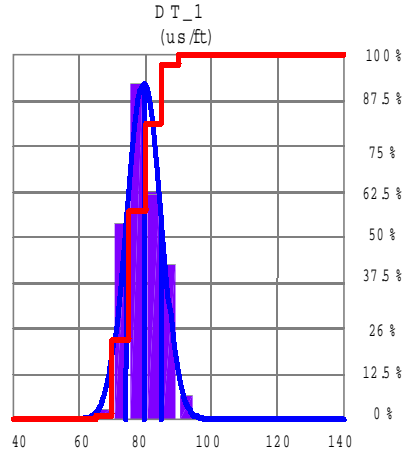
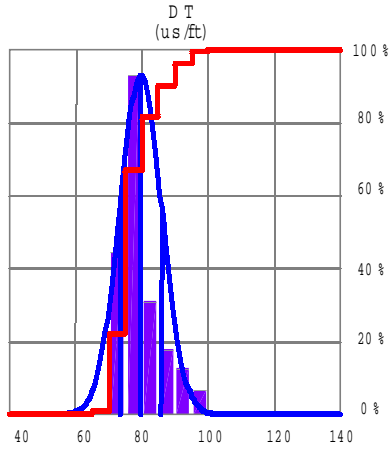
## CAMPO BARÚA:



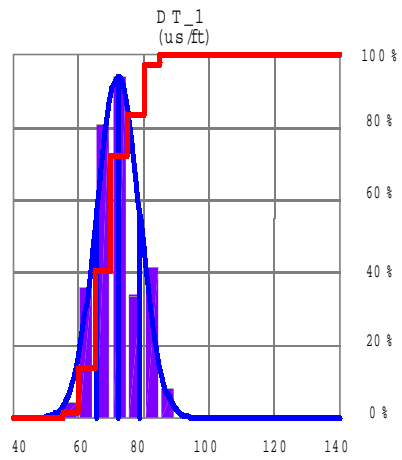
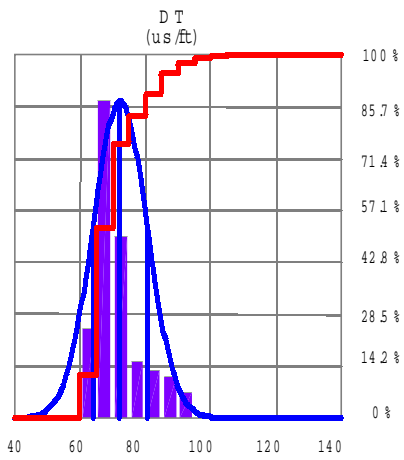
### **ANEXO 2.1: POZO MGB-05**



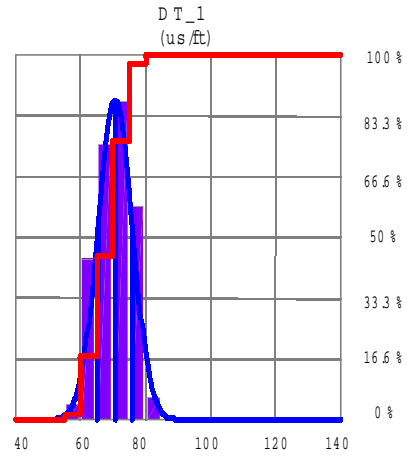
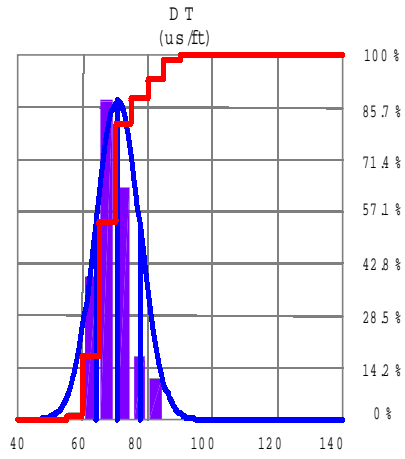
### **ANEXO 2.2: POZO MGB-13**



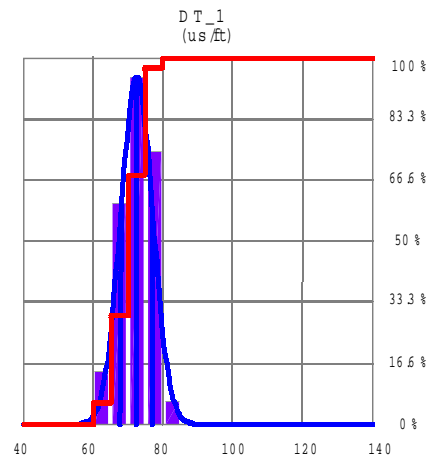
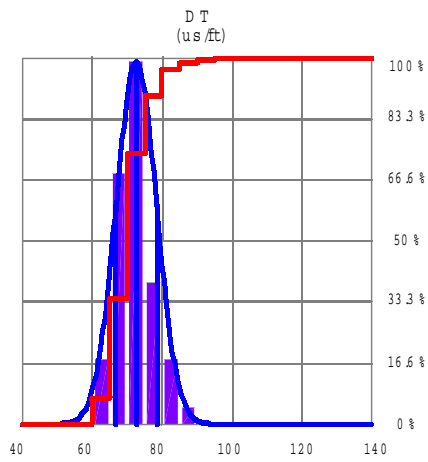
**ANEXO 2.3: POZO MGB-14**



**ANEXO 2.4: POZO MGB-15**

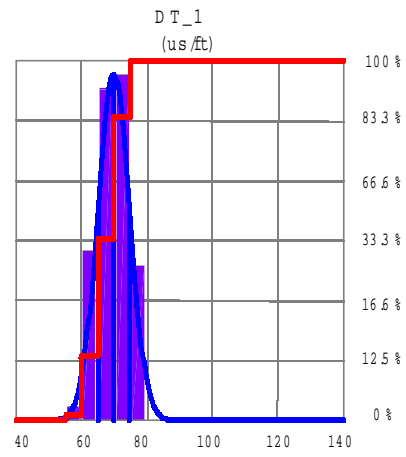
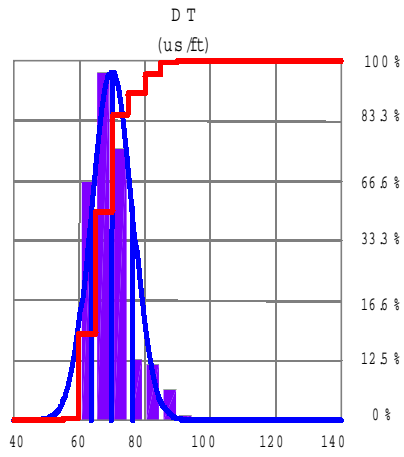


**ANEXO 2.5: POZO MGB-16**

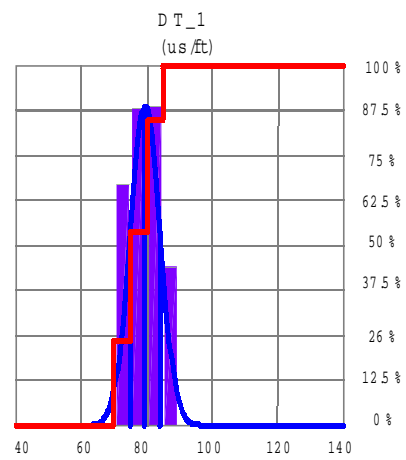
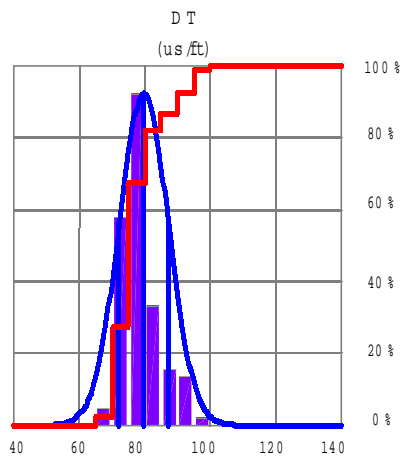


**ANEXO 2.6: POZO MGB-17**

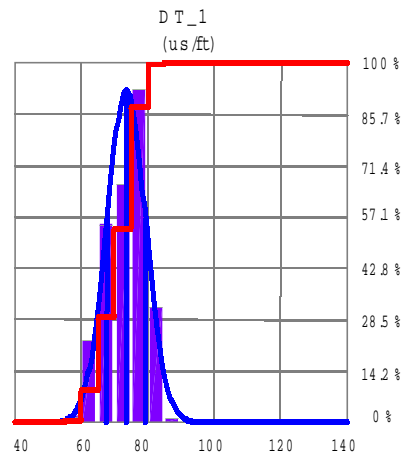
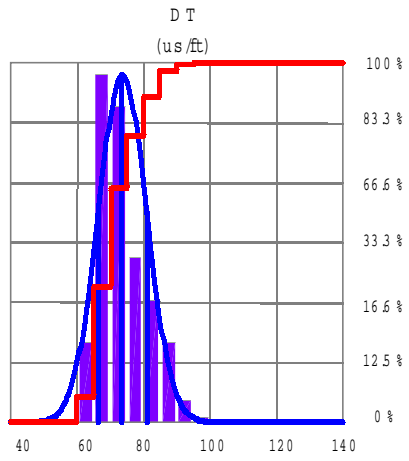




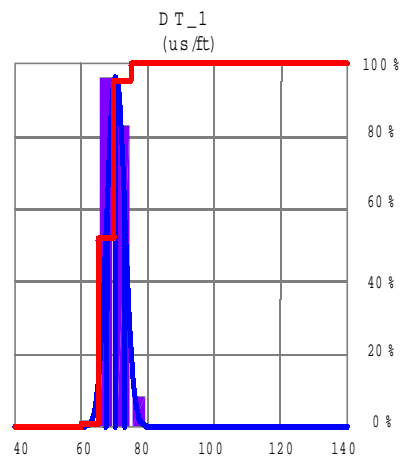
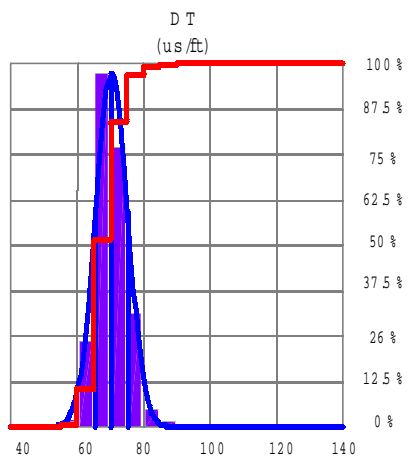
**ANEXO 2.7: POZO MGB-18**



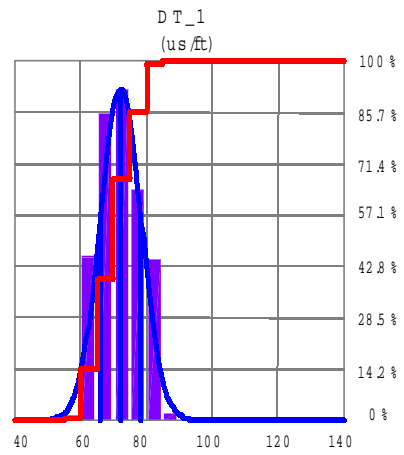
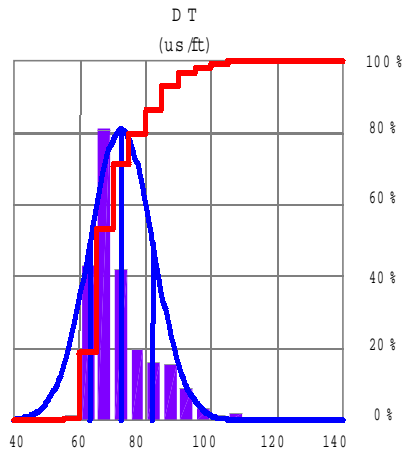
**ANEXO 2.8: POZO MGB-19**



**ANEXO 2.9: POZO MGB-20**

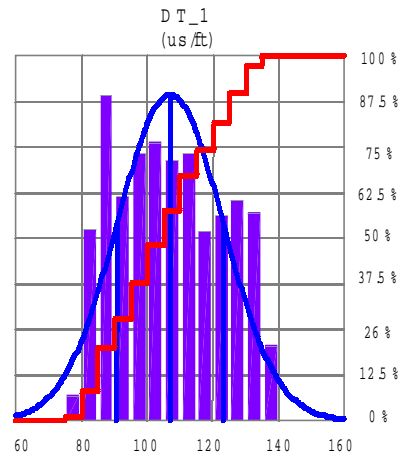
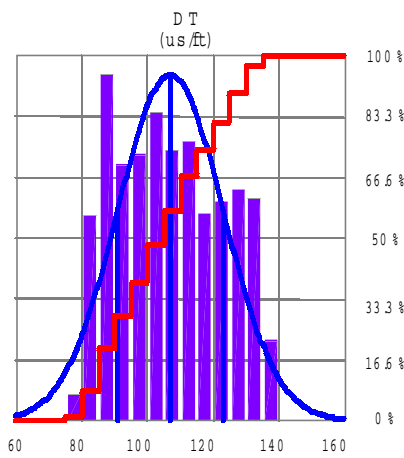


**ANEXO 2.10: POZO MGB-35**

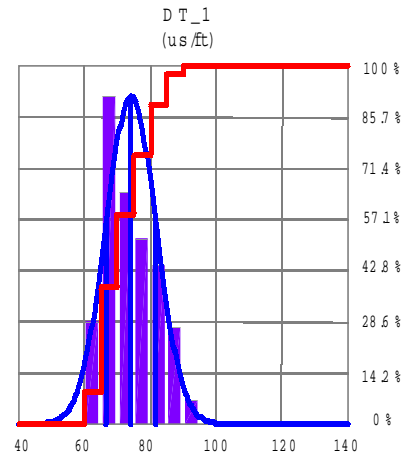
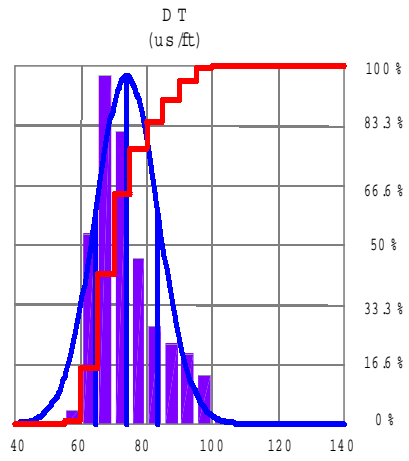


**ANEXO 2.11: POZO MOT-37**

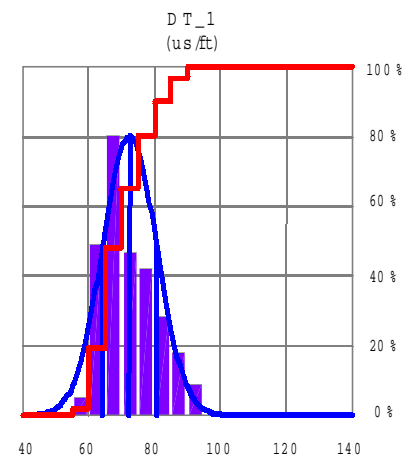
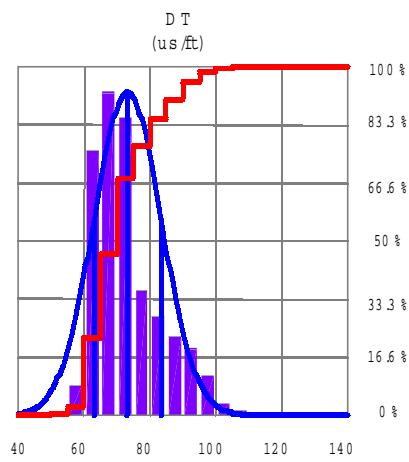
**CAMPO MOTATÁN:**



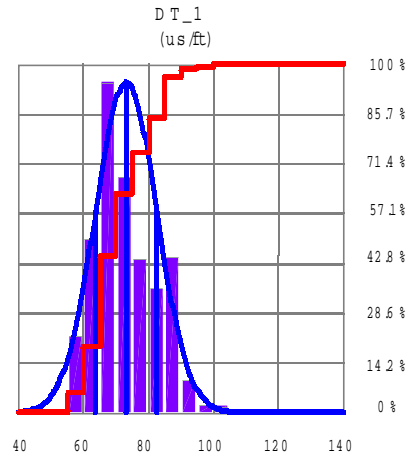
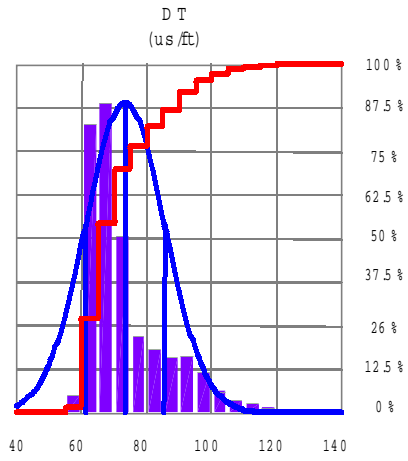
**ANEXO 2.12: POZO MOT-12**



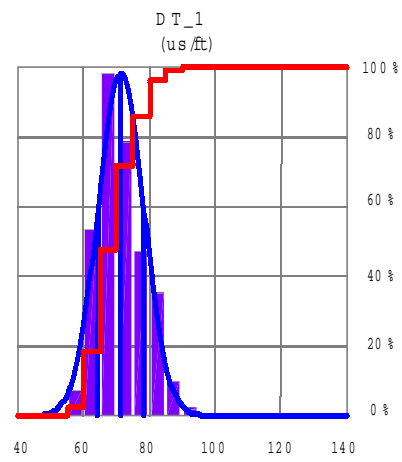
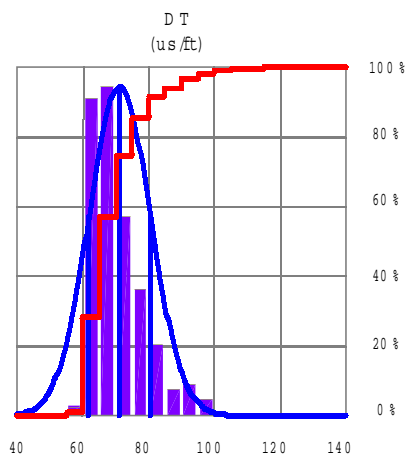
**ANEXO 2.13: POZO MOT-14**



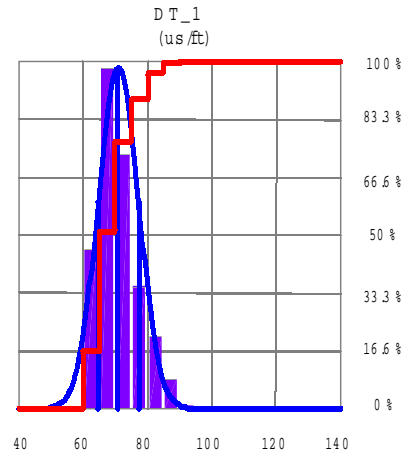
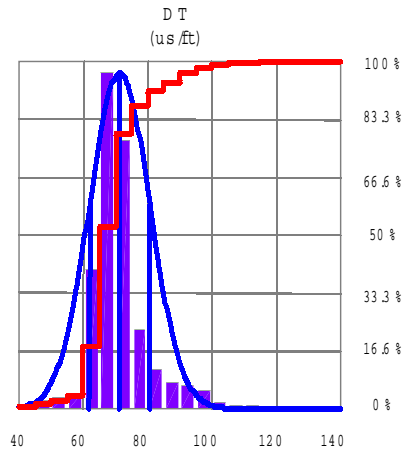
**ANEXO 2.14: POZO MOT-15**



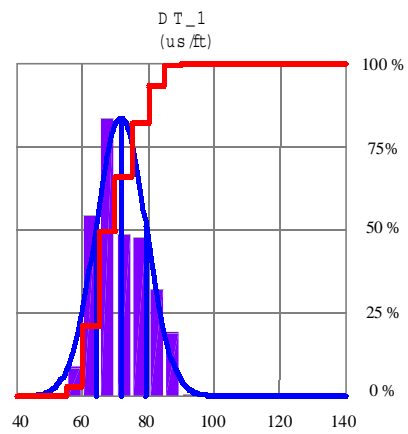
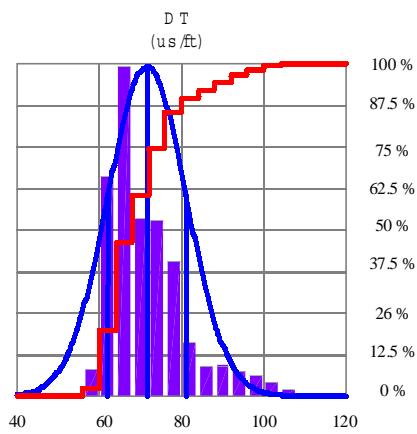
**ANEXO 2.15: POZO MOT-18**



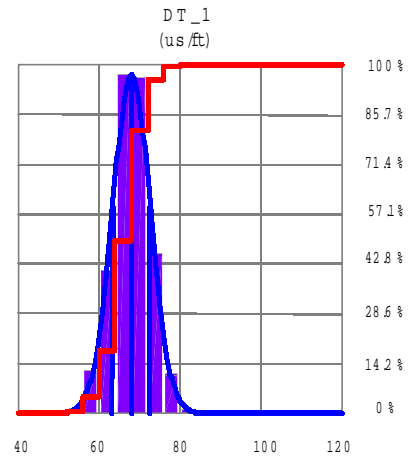
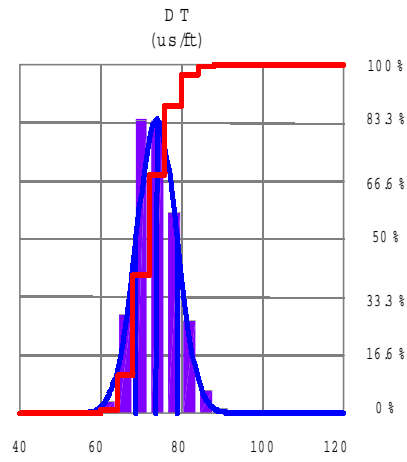
**ANEXO 2.16: POZO MOT-23**



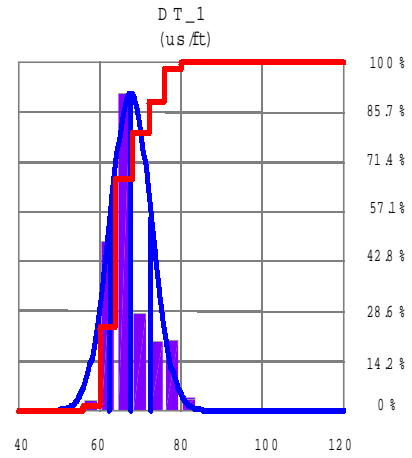
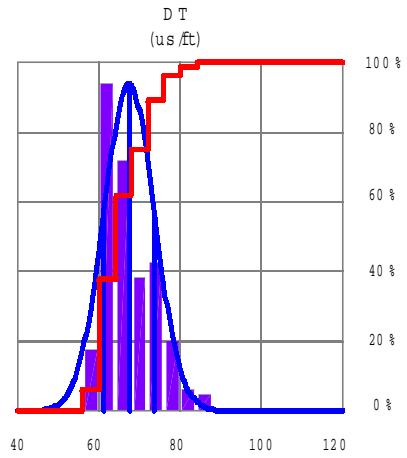
**ANEXO 2.17: POZO MOT-33**



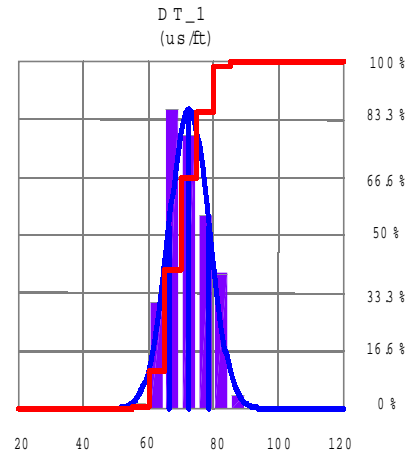
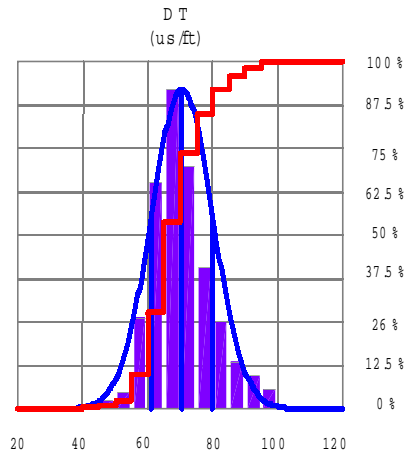
**ANEXO 2.18: POZO MOT-35**



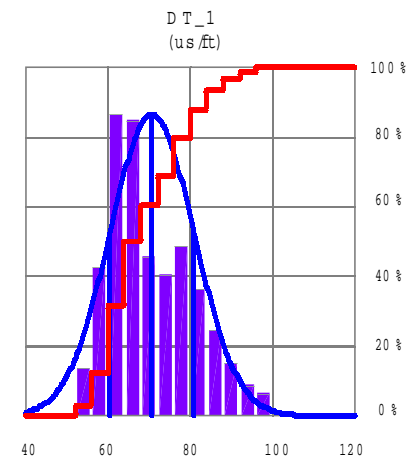
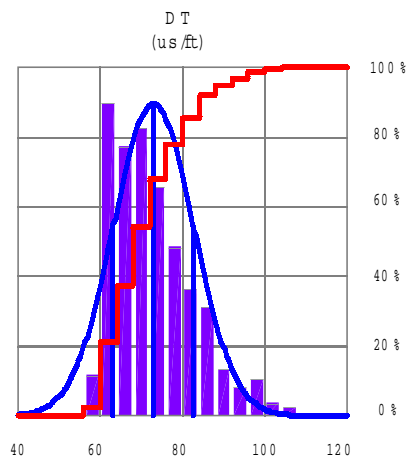
**ANEXO 2.19: POZO MOT-39**



**ANEXO 2.20: POZO MOT-43**



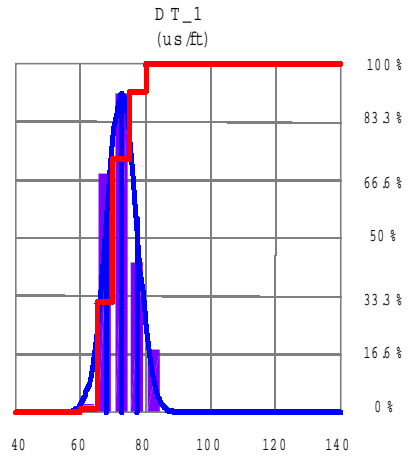
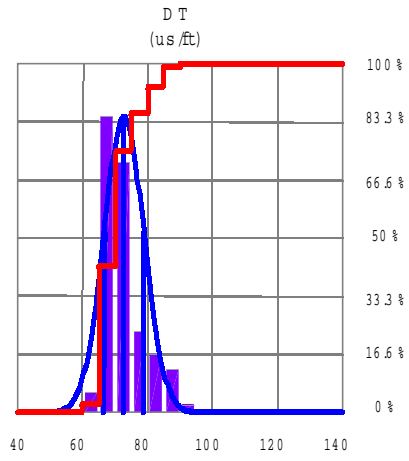
**ANEXO 2.21: POZO MOT-50**



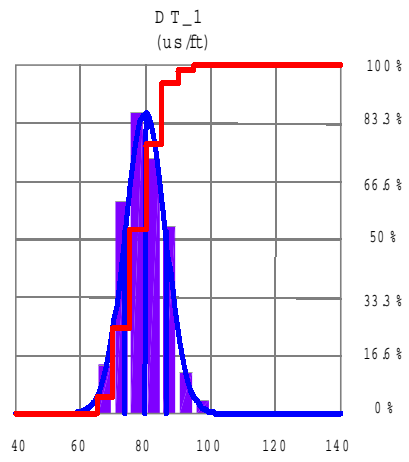
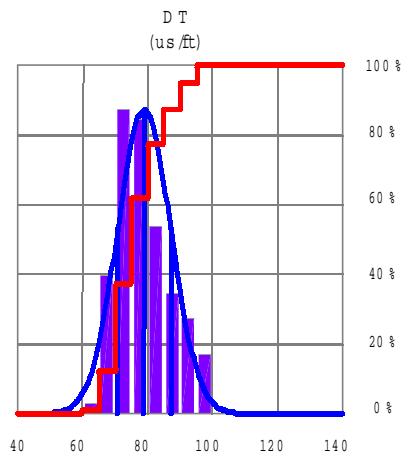
**ANEXO 2.22: POZO MOT-54**



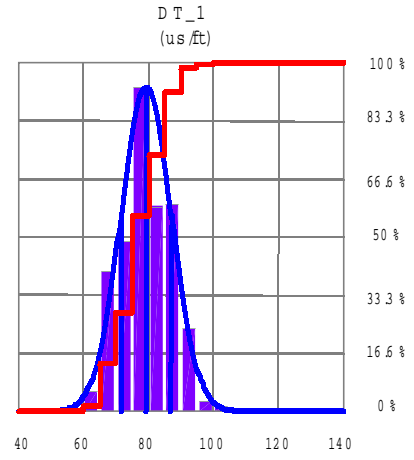
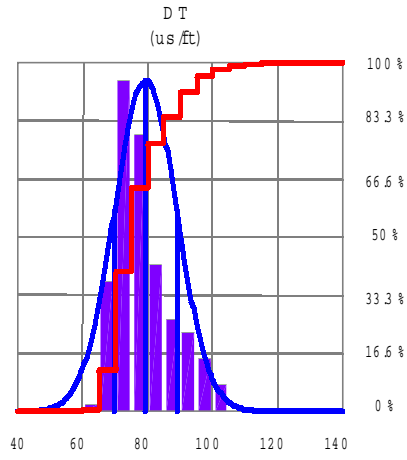
**CAMPO TOMOPORO:**



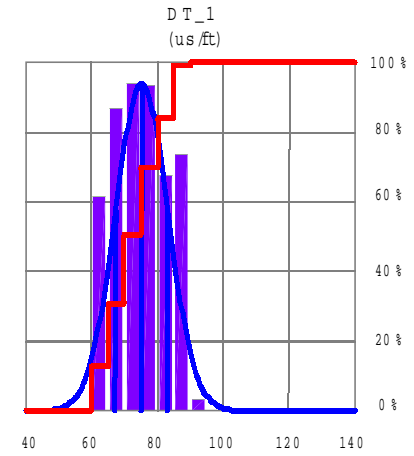
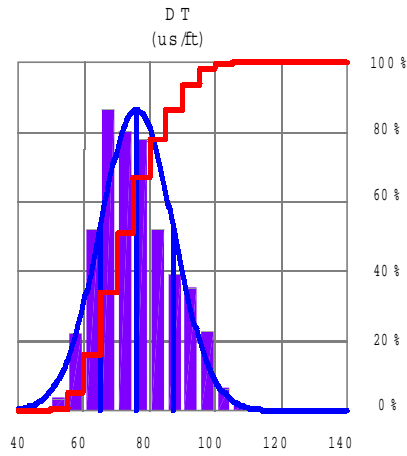
**ANEXO 2.23: POZO TOM-01**



**ANEXO 2.24: POZO TOM-02**



**ANEXO 2.25: POZO TOM-03**



**ANEXO 2.26: POZO TOM-05**

# **ANEXO 3**

**COMPARACIÓN ENTRE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS GENERADOS  
A PARTIR DE REGISTROS SÓNICOS (DT) Y PSEUDO-SÓNICOS  
(DT\_1) EN LOS CAMPOS BARÚA, MOTATÁN Y TOMOPORO.**

**CAMPO BARÚA:**

**ANEXO 3.1: POZO MGB-17**

**CAMPO MOTATÁN:**

**ANEXO 3.2: POZO MOT-50**

**CAMPO TOMOPORO:**

**ANEXO 3.3: POZO TOM-3**

## CONCEPTOS BÁSICOS

### REGISTROS SÓNICO:

El registro sónico se obtiene mediante la herramienta SLT posee (Herramienta de Registro Sónico) que mide el tiempo de tránsito  $\Delta t$  de una onda compresional a través de dos pies de la formación, con una frecuencia de muestreo de medio pie.

La herramienta SLT posee dos emisores y dos receptores, lo que permite reducir los efectos de rugosidad del pozo en la lectura del tiempo de tránsito sónico así como también el error debido a la inclinación de la herramienta.

Existen dos tipos de espaciamiento par los transmisores: el corto de 3 y 5 pies y el largo de 8 a 12 pies. Si bien, en ambos tipos se emplea un algoritmo de compensación por efectos del pozo, el espaciamiento largo proporciona una mayor investigación dentro de la formación que permite eliminar los efectos de alteración y obtener valores más precisos del tiempo de tránsito.

El tiempo de tránsito  $\Delta t$  depende de la litología y porosidad del material. Algunas velocidadesónicas y tiempos de tránsito para diferentes materiales son presentadas en la tabla A.1:

<b>LITOLOGÍA</b>	<b>VELOCIDAD (m/seg)</b>	<b>TIEMPO DE TRÁNSITO <math>\Delta t</math> (<math>\mu s/ft</math>)</b>
Arenisca	3200 – 5500	95.0 – 55.5
Caliza	5000 – 7000	61.0 – 43.5
Dolomita	5500 – 7500	55.5 – 40.5
Anhidrita	6100	50.0
Sal	4600	66.7

**Tabla A.1:** Velocidades y tiempo de tránsito para diferentes litologías.

### **REGISTROS DE RESISTIVIDAD:**

El dato de entrada más importante de la ecuación de Archie es la resistividad ( $R_t$ ) de la zona virgen en la formación considerada, por ser ésta dependiente de la presencia o no de hidrocarburo. No ha sido diseñada una herramienta que pueda leer lo suficientemente profundo para garantizar una lectura de la resistividad en la zona virgen bajo todas las condiciones de invasión posibles, manteniendo una buena resolución vertical. Por esta razón, desde los primeros tiempos los registros de resistividad han consistido de tres curvas: de investigación profunda, media, y somera. Con estas tres medidas y la asunción de un perfil de invasión en escalón, pueden hacerse correcciones para estimar el valor de  $R_t$  a partir de la lectura profunda. Todas las curvas, profundas, medias y someras son obtenidas de electrodos o bobinas montadas en tubería cilíndrica más o menos centralizadas en el hoyo. En contraste, en las herramientas usadas para medir la resistividad de la zona lavada, o de microresistividad, los electrodos están montados en un patín y son forzados contra una parte del hoyo.

A mediados de los 60 se introdujo la herramienta de doble inducción (para lodos frescos), la cual contaba con una lectura profunda, otra media, y una enfocada somera (DIFL, DISG, o DIL-LL8). A mediados de los 70 apareció la combinación DIL-SFL, la cual fue reemplazando las herramientas de inducción simple debido a sus capacidades para corregir las resistividades. Dos herramientas diseñadas para la zona lavada, aparecieron para lodos frescos: el Microlog, Minilog o contact log, el cual se constituyó en la mejor herramienta para detectar arenas permeables, y el perfil de Proximidad, el cual medía  $R_{xo}$  aún en la presencia de costras de barro gruesas.

Para lodos salados aparecieron, dos curvas enfocadas de investigación media aparecieron en los 50: los Laterolog, 7 y 3. Al mismo tiempo apareció el Microlaterolog (MLL) para la zona lavada, la cual tenía que correrse independientemente de los anteriores. En los 70 fue introducido el Doble Lateroperfil, el cual daba dos medidas enfocadas, profunda y media, y podía ser corrido simultáneamente con una herramienta de la zona lavada, MLL o MSFL.

### **REGISTRO CALIPER:**

El registro de calíper consiste en la medición del diámetro del pozo a todo lo largo de él por medio de una herramienta que es una especie de patín que se pone en contacto con la



formación. Su utilidad es detectar derrumbes y rugosidad de las formaciones debido al proceso de perforación. Con la ayuda del calíper pueden hacerse algunas correcciones a otros registros que dependen del grado de derrumbe y rugosidad que ha sufrido la formación.

### **REGISTRO DE RAYOS GAMMA :**

El perfil de Rayos Gamma es una medida de la radioactividad natural de las formaciones. Es por lo tanto útil para la detección y evaluación de minerales radiactivos como Potasio, Torio y Uranio.

En formaciones sedimentarias, el perfil representa el contenido de una lutita en la formación debido a que los elementos radioactivos tienden a concentrarse en las arcillas y lutitas, siempre y cuando no se tengan fallas y se tienda a confundirla con arcilla por la presencia de elementos radioactivos en esta zona.

### **DISPAROS SÍSMICOS:**

Los disparos sísmicos de verificación se efectúan empleando una fuente de ondas compresionales (cañón de aire o camión vibrador) colocada en la superficie y una estación receptora de ondas sísmicas, colocada a una determinada profundidad en el pozo.

En el momento en que se efectúa el disparo, un receptor colocado junto a la fuente recibe el pulso instantáneamente para fijar el tiempo cero de referencia. A continuación el pulso sísmico viaja por el subsuelo hasta llegar a la estación de geófonos, colocada a una determinada profundidad en el pozo. El tiempo de viaje de la onda constituye el tiempo de tránsito sísmico y es el tercer elemento para la elaboración del Sismograma Sintético.

### **REGISTRO DE DENSIDAD:**

Con el registro de densidad se obtiene la densidad de la formación expresada en gramos por centímetros cúbicos.

La herramienta de densidad contiene una fuente que emite rayos gamma en la formación. Los rayos gamma emitidos colisionan con la formación resultando en una pérdida de energía. La cantidad de rayos gamma que llegan al receptor ubicado a una distancia corta de la fuente es un indicador de la densidad electrónica y por consiguiente de la densidad de la formación.

Algunas densidades típicas para diferentes materiales se presentan en la siguiente tabla:

<b>MINERAL</b>	<b>DENSIDAD (gr/cc)</b>
Cuarzo	2.648
Calcita	2.710
Dolomita	2.876
Anhidrita	2.977
Sal Halita	2.032

**Tabla A.2:** Densidades de minerales mas usuales.

### **SISMOGRAMA SINTÉTICO:**

El sismograma sintético es la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante el empleo de los registros de densidad y sísmico.

Para elaborar una traza sísmica sintética en la dirección del pozo, basta con tener la función de los coeficientes de reflexión para cada profundidad.

Los coeficientes de reflexión R definidos por:

$$R = \frac{V_2 D_2 - V_1 D_1}{V_2 D_2 + V_1 D_1}$$

se obtienen a partir de los registros de velocidad y densidad del pozo.

La curva de velocidad se obtiene a partir del registro sísmico, el cual viene expresado en unidades de microsegundos por pie, por lo que su inverso multiplicado por constantes de conversión, se transforma en velocidad expresada en metros por segundo. De esta forma se obtiene a partir del registro sísmico, el primer elemento del sismograma sintético.

La curva continua de densidad se obtiene directamente del registro de densidad del pozo, normalmente expresado en gramos por centímetro cúbico.

Con estos dos elementos fundamentales, sísmico y densidad, se obtiene la función de coeficientes de reflexión en profundidad. Es necesario realizar la conversión profundidad-tiempo para que la escala del sismograma esté en tiempo doble de viaje sísmico, tal como vienen representadas las secciones sísmicas.

Para esto, se va a emplear un tercer elemento que son los disparos sísmicos de verificación. Estos disparos sísmicos se realizan con el objeto de medir los tiempos de viaje del pulso sísmico desde la superficie hasta diversas profundidades, generalmente espaciadas 250 m, o en cambios litológicos importantes. El resultado de los disparos sísmicos es una tabla de valores tiempo-profundidad, los cuales una vez verticalizados y mediante el empleo del registro sísmico, nos van a permitir calcular la conversión continua y exacta tiempo-profundidad.

### **ATRIBUTOS SÍSMICOS:**

Los conceptos y definiciones referente a los atributos sísmicos que se presentan en este capítulo han sido extraídos del trabajo realizado por Briceño et al., (1999; en Hernández, 2001) denominado “Atributos Sísmicos”. En este se define a los atributos sísmicos como medidas específicas geométricas, dinámicas ó rasgos estadísticos derivados de la data sísmica que pueden ser relacionados a tópicos específicos de yacimientos y/o anomalías del subsuelo, los cuales ayudan directa o indirectamente a la exploración de hidrocarburos.

Existen atributos que reflejan fenómenos físicos explicables (amplitudes, tiempo de tránsito, etc.), mientras que otros no pueden ser definidos como procesos físicos aceptables (promedio de la frecuencia instantánea, amplitudes combinadas de varios eventos, etc.) y/o procesos de presentación gráfica de la información (“horizon slice”). En la práctica se analizan ambos tipos, buscando una correlación entre estos y propiedades petrofísicas estimadas de registros de pozos.

Las ondas sísmicas que se registran pueden ser tratadas como una señal analítica con partes real e imaginaria. Sólo la parte real es detectada y representada mientras que la parte imaginaria es la transformada de Hilbert de la parte real. Una traza sísmica compleja puede ser descrita como un factor dependiente del tiempo. Bajo este concepto se puede expresar a la traza sísmica observada,  $f(t)$ , como:

$$f(t)=R(t) \cos \theta (t)$$

donde  $R(t)$  es la envolvente de la traza sísmica (curva de baja frecuencia obtenida a través de suavizar picos adyacentes de amplitud) y  $\theta$  es la fase.

Para dibujar las partes real e imaginaria de la traza sísmica, se debe considerar que la traza  $f(t)$  es generada por un vector que rota en función del tiempo, y que además varía en longitud a lo largo del tiempo.



**Figura A.1:** Representación de la traza sísmica compleja, donde se observan su parte real e imaginaria (tomado de Hernández, 2001).

La traza sísmica observada es la proyección de este vector sobre el plano real. Su proyección sobre la parte imaginaria genera la traza cuadratura,  $h(t)$  y se define como:

$$h(t) = R(t) \sin \theta(t)$$

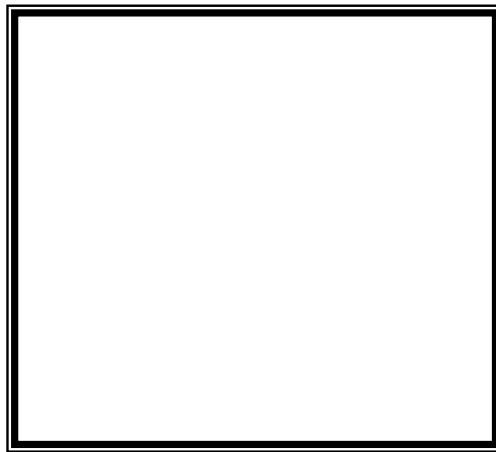
Existen dos grandes categorías generales en las cuales se pueden clasificar los atributos:

- Atributos Geométricos: son aquellos computados a partir de la configuración y continuidad de la reflexión. Se utilizan en la interpretación estructural y estratigráfica.
- Atributos Físicos: Atributos computados a través de trazas complejas, fases y otros que corresponden a las diversas medidas del frente de onda propagante. Permiten la predicción o extrapolación de características litológicas o de yacimiento.

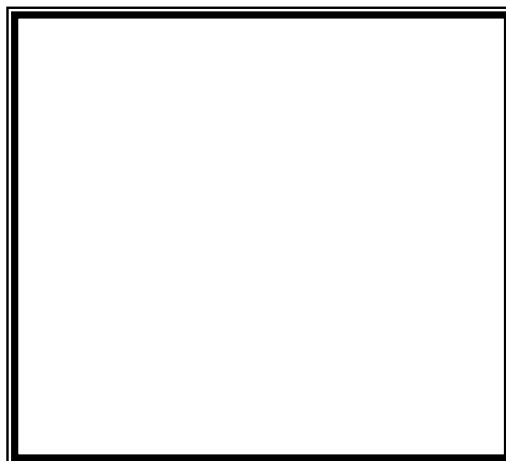
Otro tipo de clasificación de atributos es el siguiente: según el tipo de datos (pre-apilamiento y post-apilamiento) y según el tipo de proceso (instantáneos, interválicos, multitrazas y azimutales). Los atributos extraídos de la data sísmica y asociados con una

superficie son aquellos que proveen información acerca de como varían en o entre límites geológicos, para ellos lo podemos clasificar en tres métodos de extracción: instantáneos, acotados a una traza sencilla y los acotados a multitrazas.

Los instantáneos son aquellos derivados del análisis de la traza compleja de la data sísmica en la posición del evento. Mientras los eventos de atributos acotados a una traza sencilla son extraídos para ventanas variables ya sea en su longitud o posición sobre la traza sísmica cuando nos movemos de una traza a otra, los límites son definidos por eventos sísmicos interpretados. También son asociados a ventanas variables los eventos de atributos acotados en multitrazas.



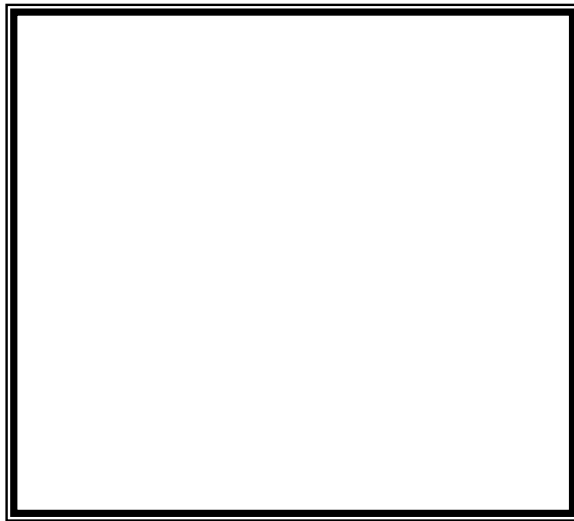
**Figura A.2:** Representación del atributo sísmico instantáneo en la traza sísmica (tomado de Hernández, 2001).



**Figura A.3:** Representación del atributo sísmico interválico en la traza sísmica (tomado de Hernández, 2001).



**Figura A.4:** Representación del atributo sísmico multitrazas en la trazas sísmicas (tomado de Hernández, 2001).



**Figura A.5:** Representación del atributo sísmico azimutal en las trazas sísmicas (tomado de Hernández, 2001).

Tres tipos de mapas de atributos pueden ser generados:

- Basados en Superficie: estos provienen de la información de los datos sísmicos en o cerca del horizonte interpretado. Por ejemplo, un mapa de amplitud, el cual muestra variaciones en la amplitud a lo largo de una superficie particular.
- Basados en Volumen: estos mapas describen cambios dentro de un intervalo específico. El intervalo puede ser definido como una ventana de tiempo alrededor del horizonte o como un intervalo entre dos horizontes.
- Basados en el Grid: estos incluyen mapas de buzamiento (dip), mapas de curvatura, rumbo (azimut), segunda derivada (edge) y de iluminación artificial. Todos estos mapas están basados en el “grid”.

A continuación se presentan atributos derivados directamente de la traza sísmica compleja, estos pueden ser calculados sobre una superficie o volumen:

- Amplitud Sísmica: Esta función lee el valor de la amplitud de la traza a un horizonte en tiempo o profundidad. El cálculo del atributo es hecho en el horizonte interpretado, a un tiempo fijo o ajustando el horizonte a un evento (pico, valle, corte en amplitud). Este atributo se usa para identificar “bright spots” y “dim spots”.
- Cuadratura de la Amplitud: Representa la parte imaginaria de la traza sísmica y es encontrada usando la transformada de Hilbert sobre la traza real. Se aplica para identificar “bright spots” y en análisis AVO (Variación de la amplitud con respecto a la distancia fuente-receptor).
- Intensidad de la Reflexión: La amplitud de la traza compleja  $F(t)$  es conocida como la intensidad de la reflexión o también como la función envolvente. Este atributo es regularmente usado para identificar “bright spots”, “dim spots”, “flat spots” u otros cambios laterales de litología, contenido de fluidos o cambios estratigráficos.
- Fase Instantánea: Es definida como la fase de la traza compleja. Es independiente de la intensidad de la reflexión, y por lo tanto puede resaltar la continuidad de un evento, si la señal es muy ruidosa. Se usa para mostrar patrones depositacionales: acuñaientos, discordancias angulares, zonas de engrosamiento y afinamiento, “offlap”, “onlap”, difracciones, y la interferencia de eventos con diferente buzamiento.
- Frecuencia Instantánea: Es definida como la tasa de cambio de la fase instantánea. Es calculada como la derivada de la función arcotangente y es un número que describe que tan

rápida mente la fase de la traza compleja cambia. Es usada para resaltar eventos débiles y en la estimación del factor de atenuación sísmica, cuando los yacimientos de hidrocarburos causan una caída de las componentes de alta frecuencia.

- Polaridad Aparente: Es el signo de la traza sísmica cuando la intensidad de la reflexión tiene su valor máximo (+1 ó -1). En otras palabras, es la polaridad de la reflexión (+1 ó -1) multiplicada por la intensidad de la reflexión. Se usa en la evaluación de “bright spots” debido a que responde proporcionalmente a la impedancia acústica.
- Atributos de Respuesta: Son definidos como los atributos de traza compleja donde la intensidad de la reflexión tiene un máximo local, y son asignados a todo el intervalo de datos entre dos mínimos adyacentes. Se aplican los atributos de respuesta como una forma alternativa para mostrar los atributos instantáneos.
- Coseno de la Fase: Es simplemente el coseno de la fase instantánea y es aplicable en los mismos casos que ésta. Regularmente es más usada debido a que su expresión gráfica es mucho más fácil de interpretar porque su rango de variación va de -1 a 1.
- Derivadas de la Amplitud Sísmica: La primera derivada calcula la pendiente de la tangente de la amplitud sísmica seleccionada. La segunda derivada mide la variación en las tangentes de las amplitudes sísmicas seleccionadas, directamente por encima y por debajo del horizonte interpretado.

Los atributos calculados a partir de la configuración y continuidad de la reflexión también son definidos como atributos sísmicos estructurales. La extracción de estos atributos ayuda a revelar tendencias de fallas, alineaciones y de anomalías estructurales que no son fáciles de observar o no son bien definidas por los mapas estructurales en tiempo. Los mapas de dichos atributos son basados en el grid, dentro de estos se pueden definir los siguientes:

- Atributo sísmico de Buzamiento (Dip): un mapa de buzamiento muestra la magnitud del gradiente tiempo. Se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales. El algoritmo matemático utilizado para el cálculo de este tipo de mapa es el siguiente:

$$\text{Dip} = ( (dt/dy)^2 + (dt/dx)^2 )^{1/2} * 100$$

Donde  $dt/dx$  es el buzamiento en la dirección  $x$  y  $dt/dy$  es el buzamiento en la dirección  $y$ .



- Atributo sísmico de rumbo (azimut): este atributo muestra la dirección de la máxima pendiente. El mapa de rumbo se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales. Se establece un plano entre tres puntos, este plano tiene una dirección de buzamiento en grados. El algoritmo matemático utilizado para el cálculo de este tipo de mapa es el siguiente:

$$\text{Azimut} = \arctg( (dt/dy) / (dt/dx) )$$

Donde  $dt/dx$  es el buzamiento en la dirección  $x$  y  $dt/dy$  es el buzamiento en la dirección  $y$ .

- Atributo sísmico de segunda derivada (edge): la segunda derivada enfatiza las discontinuidades en una imagen, detecta los cambios de buzamiento en un horizonte, usando un algoritmo distinto al usado para calcular mapas de buzamiento. La segunda derivada implica la comparación de puntos alrededor de una sola muestra puntual, en una imagen original. Existen muchos algoritmos desarrollados para realizar esta comparación. Uno de estos es el que compara muestras en ambos lados de cada muestra puntual, llamado detección de bordes o una matriz 3x3 (tres muestras de cada lado de un punto en diferentes direcciones), esta técnica se ilustra en el siguiente esquema:

A	B	C
D	E	F
G	H	I

En este esquema la muestra puntual esta definida por la letra E, la diferencia entre las columnas es igual a  $x$  y la diferencia entre las filas es igual a  $y$ . Las ecuaciones para calcular  $x$  e  $y$  en la muestra puntual son las siguientes:

$$X = (C + 2 * F + I) - (A + 2 * D + G)$$

$$Y = (A + 2 * B + C) - (G + 2 * H + I)$$

$$\text{Borde} = X^2 + Y^2$$

El resultado de los cálculos de la segunda derivada es un plano que conecta los resultados de la matriz 3x3 en cada muestra del horizonte original.