



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**MAESTRÍA EN INGENIERÍA EN EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE  
RECURSOS NATURALES**

**PERFORACIÓN**

**MODELO QUE DESCRIBE LA COMPACTACIÓN NORMAL  
PARA LA CUENCA DE BURGOS Y SU APLICACIÓN A LA  
PRESIÓN DE PORO.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN INGENIERÍA**

**PRESENTA:**

**OSVALDO CORREA VERA**

**DIRECTOR DE TESIS:**

**M. en C. DAVID VELÁZQUEZ CRUZ**

**MÉXICO, D. F. CIUDAD UNIVERSITARIA, 2016**

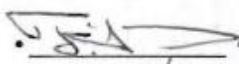



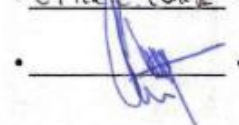


UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

ENTREGA / RECEPCIÓN DE  
TESIS

Recibí la Notificación y el ejemplar de la Tesis desarrollado por el alumno **CORREA VERA OSVALDO**, para obtener el grado de **Maestro en Ingeniería**, en el Campo de Conocimiento de **Ing. en Explor. y Explot. de R. N.**

Me doy por enterado que, de acuerdo a los artículos 27 y 29 de las Normas Operativas del Programa, cuento con un plazo no mayor de 30 días hábiles para revisar y señalar por escrito las observaciones y correcciones de carácter académico pertinentes en caso de que las hubiera, así como de 10 días hábiles posteriores a que el estudiante realice las mismas, para emitir mi voto ya sea positivo o negativo.

Jurado	Firma	Fecha
Presidente : <b>Dr. Samaniego Verduzco Fernando</b>		Julio 28, 2016.
Secretario : <b>M. C. Escobedo Zenil David</b>		28 Julio 2016
1er. Vocal : <b>M. en C. Velázquez Cruz David</b>		25-Jul-2016
2do. Vocal : <b>Dr. Luna Rojero Erick Emanuel</b>		23-Jul-16
3er. Vocal : <b>M. en I. Barajas López Luis Alejandro</b>		26-Jul-2016.

Checksum: 297198

## Agradecimientos

*A mi familia por ser el pilar fundamental de mi vida, a mis amigos, compañeros y todo aquellos que contribuyeron para lograr este objetivo tan importante en mi vida.*

*A veces las personas que todos piensan que no harán nada son las personas que hacen cosas que nadie había imaginado.*

*Frase de la película “El código enigma” dirigida por Morten Tyldum, estrenada en 2014.*

*“El genio se hace con 1% de talento y un 99% de trabajo”*

*Albert Einstein*

*“Si no puedes volar, entonces corre  
Si no puedes correr, entonces camina  
Si no puedes caminar, entonces arrástrate  
Pero sea lo que hagas, sigue moviéndote hacia adelante”*

*Martin Luther King*

# Índice

Lista de tablas .....	IX
Lista de figuras .....	XI
Introducción .....	1

## *Capítulo 1*

### *Marco teórico*

1.1 Origen de las presiones anormales .....	5
1.1.1 Debido a los esfuerzos de la roca .....	6
1.1.1.1 Desequilibrio en la compactación .....	6
1.1.1.2 Actividad tectónica.....	7
1.1.2 Generadas por el incremento de volumen de fluidos .....	8
1.1.2.1 Expansión de agua debido al incremento de temperatura .....	8
1.1.2.2 Generación de hidrocarburos.....	9
1.1.2.3 Características del yacimiento (sistema roca-fluido) .....	10
1.1.3 Fenómenos de diagénesis .....	11
1.1.4 Movimiento de Fluidos .....	13
1.1.4.1 Represionamiento o recarga .....	13
1.1.4.2 Fenómenos osmóticos .....	14
1.1.4.3 Nivel piezométrico del fluido (columna hidráulica) .....	15
1.2 Teoría de la compactación.....	16
1.2.1 Modelo reológico de Terzaghi .....	16
1.2.2 Modelo de Terzaghi y Peck.....	17
1.2.3 Teoría de Hubbert y Rubey .....	19
1.2.4 Modelo de compactación de Athy.....	22
1.3 Presión de Sobrecarga .....	23
1.3.1 Densidad de la roca obtenida por medición .....	24
1.3.2 Densidad de la roca obtenida sintéticamente .....	25
1.3.3 Modelos de corrección para la densidad .....	26

1.3.4 Comportamiento de la densidad con la profundidad.....27

*Capítulo 2*

*Registros geofísicos*

2.1 Registro de Potencial Espontáneo ..... 30

2.2 Registro de rayos gamma ..... 32

2.3 Registro de resistividad ..... 33

2.4 Registro Sónico ..... 35

2.5 Registro de Densidad ..... 37

2.6 Resolución y profundidad de investigación ..... 39

2.7 Efectos ambientales..... 40

    2.7.1 Potencial natural:..... 40

    2.7.2 Rayos gamma naturales y espectroscopia de rayos gamma naturales: ..... 41

    2.7.3 Registros de resistividad..... 42

    2.7.4 Registro sónico..... 42

    2.7.5 Registro de densidad ..... 43

2.8 Registros sintéticos..... 43

    2.8.1 Ecuación de Faust..... 43

    2.8.2 Ecuación de Garner ..... 45

*Capítulo 3*

*Presión de Poro*

3.1 Modelos de presión de Poro ..... 47

    3.1.1 Métodos directos ..... 47

    3.1.2 Métodos basados en el esfuerzo efectivo ..... 48

        3.1.2.1 Métodos Verticales..... 49

        3.1.2.2 Métodos Horizontales. .... 49

3.2 Modelo de Eaton ..... 50

3.3 Tendencia de compactación normal .....	52
3.3.1 Método grafico .....	52
3.3.2 Método matemático.....	53
3.3.2.1 Tendencia de compactación de la velocidad sónica.....	53
3.3.2.2 Tendencia de Compactación de Resistividad.....	54
3.3.2.3 Modelos exponenciales .....	56
3.3.3 Teorías de comportamiento.....	56
3.3.3.1 Teoría de Pennebaker .....	56
3.3.3.2 Teoría de Magara.....	57

## *Capítulo 4*

### *Modelo de compactación*

4.1 Metodología de Trabajo .....	59
4.2 Ubicación de pozos de estudio .....	60
4.3 Información obtenida para el análisis.....	62
4.3.1 Creación de sección estructural.....	62
4.3.2 Corrección de registros eléctricos .....	64
4.3.2.1 Registros seccionados sin editar.....	65
4.3.2.2 Registros incompletos .....	65
4.3.2.3 Falta de curvas de tiempo de tránsito y densidad.....	66
4.4 Modelo de tiempo de transito sintético y su calibración.....	67
4.4.1 Modelo exponencial de resistividad.....	67
4.4.2 Modelo derivado de Faust .....	67
4.4.3 Modelo de ajuste .....	68
4.4.4 Modelo de ley de potencias modificado para profundidad .....	68
4.4.5 Calibración del modelo DTsc.....	70
4.4.6 Calculo de curvas sintéticas de tiempo de transito.....	72
4.5 Modelo de tendencia normal de compactación .....	74
4.5.1 Selección del modelo para calcular la TNC .....	74

4.5.2 Curvas de resistividad y su TNC.....76  
 4.5.3 Curvas de tiempo de tránsito y su TNC .....78

## *Capítulo 5*

### *Aplicación a la presión de poro*

5.1 Compuesto de tiempo de tránsito ..... 84  
 5.2 Calculo de curvas de densidad sintética ..... 86  
     5.2.1 Modelo de Correa.....87  
 5.3 Calculo de la sobrecarga..... 89  
     5.3.1 Calculo de presión de sobrecarga para pozos terrestres .....89  
         5.3.1.1 Normalización de la densidad .....90  
         5.3.1.2 Modelo de ley de Potencias modificado (RHOBn).....91  
         5.3.1.3 Calibración de la densidad normalizada.....93  
         5.3.1.4 Calculo de presión de sobrecarga.....97  
     5.3.2 Calculo de presión de sobrecarga para pozos marinos.....98  
 5.4 Gradiente de presión de poro..... 103  
 5.5 Mapeo de comportamiento de variables..... 105  
     5.5.1 Mapas que describen los parámetros de variables de la ecuación 4.6 (DTsc) ..... 105  
     5.5.2 Mapas de RTo y DTo ..... 106  
     5.5.3 Mapas para la densidad normalizada calibrada (RHOBnc) ..... 107

## *Capítulo 6*

### *Validación de modelos*

6.1 Ubicación e información ..... 108  
 6.2 Metodología utilizada..... 110  
 6.3 Época de afloramiento de los pozos ..... 110  
 6.4 Tiempo de transito sintético de Correa (DTsc) ..... 111  
 6.5 Modelo de comportamiento de la TNC para resistividad y tiempo de tránsito..... 114

6.6 Densidad normalizada calibrada .....	118
6.7 Calculo de la presión de poro .....	122
6.8 Actualización final de mapas .....	123
6.8.1 Mapas para ecuación DTsc .....	123
6.8.2 Mapas de RTo y DTo .....	124
6.8.3 Mapa para normalización de la densidad .....	125
Conclusiones .....	127
Recomendaciones .....	130
Nomenclatura .....	131
Referencias .....	134
Anexo A Columna estratigráfica representativa .....	138



## *Lista de tablas*

<i>Tabla 2.1 Densidad de litologías comunes (Rider, 1992).</i> .....	38
<i>Tabla 4.1 Datos básicos de los pozos a lo largo de la línea OCV-Z4-A.</i> .....	61
<i>Tabla 4.2 Pozos de correlación utilizados para la sección geológica.</i> .....	63
<i>Tabla 4.3 Pozos a los que se les editó registros con la función composite.</i> .....	65
<i>Tabla 4.4 Valores de los parámetros <math>\beta</math>, <math>b</math>, <math>m</math>, <math>c</math> y <math>k</math>. obtenidos de la calibración de la ecuación 4.5 con los registros de tiempo de tránsito compresional.</i> .....	71
<i>Tabla 4.5 Valores de <math>\beta</math> y <math>c</math> utilizados en la ecuación 4.6.</i> .....	73
<i>Tabla 4.6 Modelos modificados en función del tiempo de tránsito y de la profundidad.</i> .....	74
<i>Tabla 4.7 Valores de los parámetros empleados en las ecuaciones de esfuerzo efectivo y exponencial.</i> .....	75
<i>Tabla 4.8 Nomenclatura de las tablas 4.6 y 4.7</i> .....	75
<i>Tabla 4.9 Valores obtenidos de <math>R_{To}</math> y <math>c</math> de cada pozo en estudio, así como su época geológica.</i> .....	78
<i>Tabla 4.10 Valores de <math>DT_o</math> y <math>c</math>, de la tendencia normal de compactación de cada pozo en estudio, así como su época geológica.</i> .....	80
<i>Tabla 5.1 Parámetros de <math>a</math> y <math>b</math> empleados en el Modelo de Correa</i> .....	88
<i>Tabla 5.2 Resultados del modelo de normalización de la densidad basado en la Ley de potencias modificado.</i> .....	92
<i>Tabla 5.3 Datos del basamento para los pozos en estudio.</i> .....	95
<i>Tabla 5.4 Valores del exponente <math>c</math>, obtenidos de la calibración de la densidad normalizada <math>RHO_{Bn}</math> normalizada.</i> .....	96
<i>Tabla 6.1 Información recopilada, clasificada y disponible para validar el modelo.</i> .....	109
<i>Tabla 6.2 Época de afloramiento de cada pozo de validación.</i> .....	111
<i>Tabla 6.3 Valores obtenidos para las variables de la ecuación de tiempo de tránsito (<math>DT_{sc}</math>).</i> .....	113
<i>Tabla 6.4 Valores obtenidos de las figuras 5.18 y 5.19 para los parámetros de las ecuaciones 4.7 y 4.8 así como sus valores de <math>c</math>. respectivos.</i> .....	114
<i>Tabla 6.5 Valores de <math>R_{To}</math> y <math>DT_o</math>, así como del exponente <math>c</math> de cada pozo.</i> .....	117
.....	117

---

<i>Tabla 6.6 Valores de RHOBo así como del exponente k y c de cada pozo. ....</i>	<i>118</i>
<i>Tabla 6.7 Datos del basamento de los pozos de la línea OCV_Z4-A y 19 pozos de validación. ....</i>	<i>119</i>
<i>Tabla 6.8 Valores empleados para calibrar la densidad normalizada, de todos los pozos en estudio. ....</i>	<i>121</i>

## *Lista de figuras*

*Figura 1.1 Comportamiento de las presiones de formación normal, anormal alta y anormal baja (Modificado de Velázquez, 2004b). ..... 4*

*Figura 1.2 (a) Presión hidrostática durante la compactación normal, (b) Presión anormal debido al desequilibrio en la compactación. (Velázquez, 2004b). ..... 6*

*Figura 1.3 Se muestra una falla inversa, en la cual el bloque de la izquierda se sube al de la derecha, debido a esto, en la formación B se observa un gradiente de presión anormal (Velázquez, 2014). ..... 7*

*Figura 1.4 Incremento de temperatura en una formación saturada de agua, perfectamente sellada, la cual se expande y baja su densidad (Velázquez, 2014). ..... 9*

*Figura 1.5 El volumen del kerogeno disminuye conforme se transforma en petróleo, condensado y gas, al mismo tiempo el volumen de estos se incrementa, lo que genera sobrepresiones en las formaciones que los contienen (Law, 1998). ..... 10*

*Figura 1.6 La diagénesis es la transformación de un mineral a otro, en este caso la Pirofilita se puede transformar en Smectita o Montmorillonita y está a su vez en Illita o Mica (Velázquez, 2004a). ..... 11*

*Figura 1.7 a) Imagen del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) de esméctica analizada de un núcleo y b) Imagen de Energía Dispersiva de Rayos X (EDX) de un recorte de perforación (Velázquez, 2004). ..... 12*

*Figura 1.8 Incremento de presión por fallas o sellos desgastados en pozos (Modificado de Bourgoyne, 1991). ..... 13*

*Figura 1.9 Representa un flujo osmótico a través de la membrana semi-impermeable hasta que el potencial químico sea el mismo en ambos lados de esta (Velázquez, 2004b). ..... 14*

*Figura 1.10 Escenarios de nivel piezométrico (Velázquez, 2004b). ..... 15*

*Figura 1.11 Modelo mecánico para estudiar el proceso de consolidación unidimensional. .... 16*

*Figura 1.12 Modelo de consolidación de la arcilla (modificado de Terzaghi y Peck, 1948). ..... 17*

*Figura 1.13 Equilibrio de las fuerzas que actúan en dos partículas en contacto en una masa de suelo (Juárez y Rico, 1997). ..... 20*

*Figura 1.14 Relación entre porosidad y profundidad de lutitas en Oklahoma (Rieke et al. 1974). ..... 22*

*Figura 1.15 Comportamiento de la sobrecarga en pozos de tierra y marinos (Hawker, 2001). ..... 24*

---

<i>Figura 1.16 Densidades normalizadas, a) Modelo de ley de potencias, b) Modelo de ley de potencias modificado (Castillejos, 2014).</i>	27
<i>Figura 1.17 Relación entre la densidad volumétrica y la profundidad de las lutitas de Oklahoma y Texas (Rieke et al. 1974).</i>	28
<i>Figura 1.18 Variación de las densidades volumétricas con la profundidad en diferentes cuencas sedimentarias. 1= McCullon, 1967, 2= Storer, 1959, 3= Dickinson, 1953, 4= Eaton, 1969, 5= Dallmus, 1958, 6= Skeels, 1943, 7= Dallmus, 1958, 8= Dallmus, 1958 (Rieke, et al. 1974).</i>	28
<i>Figura 2.1 a) Ecuaciones de Nerts y del volumen de arcillas; b) principio de medición del registro SP (Modificado de Coconi, 2014).</i>	31
<i>Figura 2.2 a) Ecuación para determinar el volumen de lutitas y b) principio de medición de registro GR (Torres-Verdín, 2003).</i>	33
<i>Figura 2.3 Principio de medición del registro de resistividad (Torres-Verdín, 2003).</i>	34
<i>Figura 2.4 (a) Ecuación de Wyllie y (b) principio de medición del registro sísmico (Schlumberger, 2000).</i>	36
<i>Figura 2.5 Efecto Compton (Cortesía de Schlumberger offshore servises, 2008).</i>	37
<i>Figura 2.6 Resolución y profundidad de investigación de los registros geofísicos de pozo. (modificado de Torres-Verdín, 2010).</i>	39
<i>Figura 3.1 Ejemplos de diagramas cruzados (Crossplots) de presión de poro para resistividad y para tiempo de tránsito (Owalabi, 1990).</i>	47
<i>Figura 3.2 Ejemplo de una gráfica de sobreposición (Overlays) con cambio lateral (Gill, 1986).</i>	48
<i>Figura 3.3 Método vertical y horizontal para la estimación de la presión de poro. Los métodos verticales utiliza el dato de la tendencia normal con el mismo valor del indicador de presión de poro a la profundidad de interés (Punto A). Los métodos horizontales utiliza el dato de la tendencia normal a la misma profundidad (Bowers, 1999).</i>	50
<i>Figura 3.4 La resistividad compensada por la temperatura (Bowers, 1999).</i>	56
<i>Figura. 3.5 Comportamiento de la tendencia normal de compactación (Velázquez, 2014).</i>	57
<i>Figura 3.6 En A y B se representan gráficamente la velocidad la compactación baja y alta respectivamente, en C La variación grafica del ángulo c de la tendencia normal de compactación (Velázquez, 2014).</i>	58
<i>Figura 4.1 Diagrama de flujo de la metodología del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación.</i>	60
<i>Figura 4.2 Línea OCV-Z4-A, comprendida entre las cuencas de Burgos, Salina del Bravo y Cinturón Plegado Perdido.</i>	61
<i>Figura 4.3 Sección estructural generada para la línea OCV-Z4-A.</i>	64

---

---

Figura 4.4 Sección estructural de la línea OCV_Z4-A, elaborada en Predict. ....	64
Figura 4.5 a) Modelo exponencial de resistividad ( $Rt^m$ ), b), Modelo derivado de Faust ( $Rt^m \times Z$ ), c) Modelo de ajuste ( $Rt^m \times D \times b$ ), d) Modelo de ley de potencias modificado para profundidad, e) Calibración de la curva resultante de la ecuación 4.5 (color rosa) con respecto al tiempo de transito de el pozo W (color azul). ....	69
Figura 4.6 Comparación de las curvas sintéticas de Faust a la izquierda en color verde, y la ecuación 4.6 ( $DTsc$ ) a la derecha en color rosa, ambas contra la curva de tiempo de transito compresional del pozo W. ....	72
Figura 4.7 Curvas sintéticas de tiempo de transito obtenidas de la aplicación de la ecuación 4.6 (color rosa). ....	73
Figura 4.8 Comparación de modelos de TNC, a) Utilizando el esfuerzo efectivo y b) Utilizando la profundidad, ambas con registro de tiempo de tránsito (color azul). ....	76
Figura 4.9 Curvas de resistividad con su TNC, ordenados con orientación este-oeste (empieza en el pozo A, arriba, y termina el pozo Z4, abajo). ....	77
Figura 4.10 Curvas de tiempo de tránsito (color azul), curvas de tiempo de transito sintéticas editadas, así como su TNC, ordenadas de este a oeste (empieza en el pozo A, arriba, y termina el pozo Z4, abajo). ....	79
Figura 4,11 Comparación de comportamiento de la tendencia normal de compactación de resistividad (b) y tiempo de tránsito (c) y el modelo de Pennebaker descrito en 1968 (d), así como la ubicación de ambos modelos (a). ....	82
Figura 5.1 Procedimiento para aplicar el modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación al gradiente de presión de poro en la cuenca de Burgos. ....	84
Figura 5.2 Inconvenientes presentados en las curvas de tiempo de transito compresional y sintética. ....	85
Figura 5.3 Curvas compuestas de tiempo de tránsito ( $DT\_FINAL$ ) de los pozos en estudio .....	86
Figura 5.4 Comparativo de curvas sintéticas de densidad del pozo H, a) Curva obtenida con el modelo de Gardner, b) Curva obtenida con el modelo de Correa, c) Modelo de Gardner vs Correa. ....	88
Figura 5.5 Gradientes de sobrecarga (OBG) de pozos terrestres. ....	89
Figura 5.6 Gradiente se sobrecarga de los pozos E, T y W con afectaciones. ....	90
Figura 5.7 Curvas de densidad normalizada, modelos de Gardner, Correa y Ley de Potencias normalizada. ....	93
Figura 5.8 Distribución de las densidades del basamento a lo largo de la línea OCV-Z4-A (modificada de Rocha, 2013). ....	94
Figura 5.9 Distribución de los intervalos de profundidad de las densidades del basamento a lo largo de la línea OCV-Z4-A (modificada de Rocha, 2013). ....	94

*Figura 5.10* Curvas de densidad normalizada (color negro), modelos de Correa (color verde) y Ley de Potencias normalizada (color azul). .....97

*Figura 5.11* Comparativo entre curvas de gradiente de sobrecarga calculadas con la densidad sintética sin normalizar (color rojo) y la densidad normalizada calibrada (color verde). .....98

*Figura 5.12* Comparación de las curvas de densidad sintética (a), densidad normalizada calibrada (b) y gradiente de sobrecarga (c) de los pozos A, B y C referenciados al Kelly Bushing del pozo C. ....99

*Figura 5.13* Análisis del efecto de tirante de agua sobre el gradiente sobrecarga (OGB). ..... 100

*Figura 5.14* Análisis del decremento de la densidad del gradiente de sobrecarga con respecto de la longitud del tirante de tirante de agua. .... 101

*Figura 5.15* Gradiente de sobrecarga de los pozos A y B obtenido de la Metodología marina. .... 102

*Figura 5.16* a) Sobrecarga obtenida con la metodología marina, b) Sobrecarga obtenida usando el método tradicional y c) Comparativo de curvas a y b ..... 103

*Figura 5.17* En la figura se muestran las geopresiones calculadas para los pozos en estudio. El gradiente de presión de poro (color rojo), el gradiente de fractura (color azul), el gradiente de sobrecarga (color rosa) y la densidad del fluido de perforación (color naranja). ..... 104

*Figura 5.18* Mapa de valores propuestos para la variable  $\beta$  de la ecuación 4.6, para la cuenca de Burgos ..... 105

*Figura 5.19* Mapa de valores propuestos para  $c$ , de la ecuación 4.6, para la cuenca de Burgos. .... 106

*Figura 5.20* Mapa de valores de  $R_{To}$  del modelo de comportamiento de tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos. .... 106

*Figura 5.21* Mapa de valores de  $D_{To}$  del modelo de comportamiento de tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos. .... 107

*Figura 5.22* Mapa de valores propuesto para el parámetro  $RHO_{Bo}$  de ecuación de ley de Potencias en la cuenca de Burgos. .... 107

*Figura 6.1* Ubicación de pozos de validación en la cuenca de Burgos. .... 109

*Figura 6.2* Diagrama de flujo para validar los modelos. .... 110

*Figura 6.3* Curvas sintéticas de tiempo de tránsito (color rosa) calculadas en orden este a oeste y de tiempo de transito compresional registradas en el pozo (color azul). ..... 111

*Figura 6.4* Curvas de tendencia normal de compactación de resistividad de los pozos validación, ordenados de este a oeste (color negro). .... 115

---

*Figura 6.5 Curvas de tendencia normal de compactación del tiempo de transito de los pozos de aplicación, ordenados de este a oeste (color café). ..... 116*

*Figura 6.6 Resultados gráficos de la calibración de la curva normalizada (color negro). ..... 120*

*Figura 6.7 Curvas de geopresiones, gradiente de sobrecarga (color rosa), gradiente de presión de poro (color rojo), gradiente de fractura (color azul) y densidad del fluido de perforación (color naranja). ..... 122*

*Figura 6.8 Mapa actualizado del valor de la variable  $\beta$  para la ecuación 4.6 (DTsc). ..... 124*

*Figura 6.9 Mapa actualizado de la variable c para la ecuación 4.6 (DTsc). ..... 124*

*Figura 6.10 Mapa actualizado de valores de RTo para la TNC en la cuenca de Burgos. .... 125*

*Figura 6.11 Mapa actualizado de valores de DTo para la TNC en la cuenca de Burgos. .... 125*

*Figura 6.12 Mapa actualizado del valor de RHOB0 para la ecuación de ley de potencias modificado. .... 126*

*Figura A.1 Columna estratigráfica representativa: Sabinas-Burgos-Delta del Bravo-Cinturón Plegado Perdido. .... 138*





---

## *Introducción*

Durante el proceso de la perforación se van presentando diversos problemas como pérdidas de circulación, colapso de la pared del pozo, pegaduras por presión diferencial y entrada de fluidos extraños al pozo (agua, gas o aceite). Estos problemas representan aproximadamente el 27 % de los tiempos no productivos durante la perforación de pozos y están asociados a una mala predicción de la presión de poro (Standifird y Keaney, 2003).

Estos tiempos no productivos reportados le cuestan a la industria de la perforación alrededor de \$28 billones de dólares al año (Sweatman, 2006) y por lo cual, él propone investigar y mejorar los métodos para la predicción de la presión de poro y de fractura para reducir estos costos

El análisis de la presión de poro anormal no es un tema nuevo, ya que se ha estudiado desde hace más de 50 años, sin embargo, en la actualidad sigue siendo un importante tema de estudio, por lo cual se ha migrado a desarrollar modelos más locales, focalizados principalmente en la predicción de los perfiles de presión presentes en el subsuelo de los campos que se van a desarrollar.

Loa principales modelos de predicción de la presión de poro reportados en la literatura son los desarrollados por: Hotman y Johnson (1965), Eaton (1975), Foster y Whalen (1966), Traugott (1997), Belloti y Giacca (1978), Hart, Flemings y Deshpande (1995), Bryant, Alixant y Desbrandes (1989), Weakley (1989, 1991), Rasmus y Gray Stephens (1991), Bowers (1995), Wilhelm (1998), Holbrook (1987, 1985), Lane y Macperson (1976), entre otros. Estos modelos fueron desarrollados para determinar la presión de poro cuando su origen es debido solo al desequilibrio en la compactación y se fundamentan en la teoría de la compactación de las arcillas desarrollada por Terzaguhi (1948), por lo cual están basados en la propuesta de que la presión de poro tiene una influencia sobre propiedades que dependen de la compactación de las lutitas tales como porosidad, densidad, velocidad sónica y resistividad.

---

Los modelos mencionados se basan en el comportamiento normal de las propiedades que dependen de la compactación, de aquí la importancia de tener una tendencia normal de compactación de buena calidad, para el uso de estos modelos y que permita minimizar a su máximo la incertidumbre.

Para describir a la tendencia normal de compactación existen dos teorías que describen su comportamiento. La primera, expresada por Pennebaker (1968) en la cual menciona que las rocas en el continente son “más compactas” que en la costa, y por lo tanto el intervalo de tiempo de tránsito superficial (DTo) es mayor en el fondo marino; y que además, la pendiente de las tendencias de compactación es la misma a lo largo de su correlación. La segunda, descrita por Magara (1976) en la cual postula que el valor normal del tiempo de tránsito observado en la superficie del terreno (DTo) es fijo y que la pendiente de la tendencia normal de compactación es la única que tiene cambios.

Este estudio está enfocado en la creación de un modelo que nos permita definir el comportamiento que tiene la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos, el cual permitirá obtener la presión de poro originada por el desequilibrio en la compactación de forma certera, y mejorar las arquitecturas de los pozos existentes.

En el capítulo 1 se establece el marco teórico de este trabajo y se describen los orígenes de las presiones anormales existentes en el subsuelo, así como el modelo Terzaghi y Peck (1948), que permite comprender el fenómeno de la compactación, la teoría de Hubber y Rubey (1959) la cual establece que la sobrecarga es igual el esfuerzo efectivo más la presión de poro, y el modelo de compactación de Athy (1930), donde se menciona que la compactación es el proceso de expulsar los fluidos intersticiales y por lo tanto la causa de la reducción de la porosidad.

En el capítulo 2 se mencionan los principios fundamentales de los registros de litología e indicadores de presión de poro como resistividad, tiempo de tránsito y densidad. Asimismo se detallan características de la herramienta como: sus radios de investigación, resolución vertical y los principales efectos ambientales que perturban la lectura de los mismos. Además se muestran los modelos existentes para generar curvas sintéticas de tiempo de tránsito y de densidad.

En el capítulo 3 se muestra la clasificación de los modelos para determinar la presión de poro, así como el modelo de Eaton (1975), el cual se empleó en el cálculo de la presión de poro en este trabajo, y los principales modelos matemáticos para determinar la tendencia normal de compactación basada en el esfuerzo efectivo.

En el capítulo 4 se describe de forma detallada como fue creado el modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos, a partir de las curvas de resistividad, curvas de tiempo de transito compresional y sintéticas.

En el capítulo 5 se describe el proceso de aplicación del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de burgos para el cálculo del gradiente de presione de poro por el método de Eaton con la finalidad de validarlo. Además se muestran mapas de los parámetros incluidos en los modelos desarrollados en este trabajo como: Modelo de tiempo de transito sintético de Correa (DTsc), Modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación (MDCTNC) y Modelo de normalización y calibración de la densidad (RHOBnc). También se detalla un estudio de como el tirante de agua en pozos marinos afecta a la sobrecarga.

En el capítulo 6 se validan los mapas generados en el capítulo 5, en 19 pozos pertenecientes a la cuenca de burgos. Aquí se explica brevemente la aplicación de todos los modelos creados en este estudio, así como el análisis de los resultados generales obtenidos.

A partir de los resultados de este trabajo se concluye que los valores de resistividad observada en superficie ( $R_{to}$ ) y tiempo de transito observado en superficie ( $DT_{o}$ ) están en función de las épocas que afloran en la cuenca de burgos, y la pendiente de la tendencia normal de compactación se mantiene constante según lo dicho por Pennebaker en 1968. En cuanto al gradiente de presión de poro y fractura se puede decir que se obtiene una ventana operativa confiable con la aplicación del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación.

# Capítulo 1

## *Marco teórico*

En cualquier ambiente geológico, las presiones normales de formación son iguales a la presión que ejerce una columna hidrostática de agua desde la superficie hasta una profundidad determinada.

Las presiones anormales de formación; se caracterizan por tener una tendencia que no sigue el comportamiento de la presión normal, ya que pueden existir sobrepresiones (presiones superiores a la presión hidrostática del agua), como también pueden existir presiones inferiores a la normal, presiones subnormales (Figura 1.1). Aunque la experiencia adquirida en la perforación a escala mundial, señala que estas últimas son menos frecuentes que las sobre presiones (Marmissolle-Daguerre, 1984).

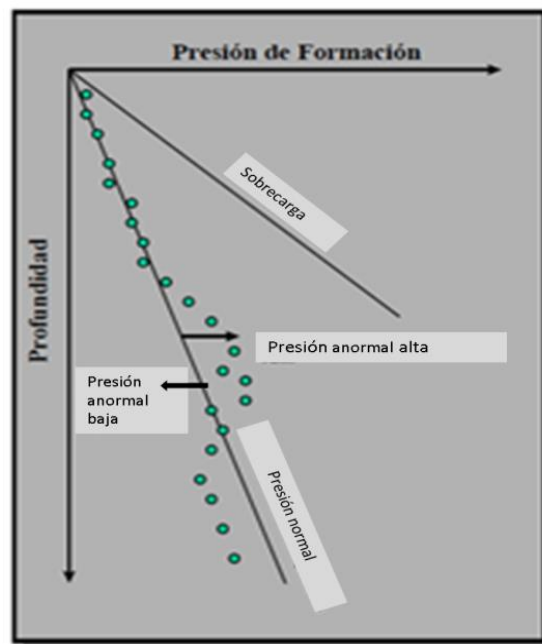


Figura 1.1 Comportamiento de las presiones de formación normal, anormal alta y anormal baja (Modificado de Velázquez, 2004b).

Un ambiente geológico que se caracteriza por una presión de formación normal, se debe considerar como un sistema hidráulico “abierto”, es decir, permeable, donde el fluido contenido en una formación se comunica con las demás y permite que se mantengan en condiciones de equilibrio hidrostático. En cambio, los ambientes caracterizados por presiones anormalmente altas o bajas, son esencialmente “cerrados”, es decir que impiden total o parcialmente la comunicación de fluidos entre formaciones (Ibid).

Es posible la existencia conjunta de presiones de formación normal o anormal, sólo si están separadas por una barrera impermeable, que actúa en este caso como barrera de presión (Ibid).

Las presiones de poro anormales (sobrepresiones), no se limitan a ninguna edad geológica en particular, pero se encuentran frecuentemente en formaciones del Terciario (Oligoceno-Eoceno) (Ibid).

### ***1.1 Origen de las presiones anormales***

Existen diversas causas que originan las presiones anormales en las formaciones y aunque sus orígenes no están completamente definidos, se han identificado diferentes mecanismos que tienden a causarlas. Estas están relacionados a la historia estructural y depositacional que comprende el ambiente de depósito, la geometría y la litología de rocas sedimentarias, el fallamiento local y regional, los procesos de compactación, la deformación estructural, así como los cambios físicos, geoquímicas, mecánicos, etc.

A menudo es difícil, si no es que imposible, especular sobre la importancia que toma cada uno de estos mecanismos en un ambiente geológico sobre-presionado de un área específica. Ya que frecuentemente en casi todas estas áreas estudiadas, prevalece una combinación de estos.

Las principales causas de la generación de presiones anormales referidas en la literatura (Law, 1994) se describen a continuación:

### 1.1.1 Debido a los esfuerzos de la roca

#### 1.1.1.1 Desequilibrio en la compactación

La causa principal de este fenómeno es la compresión vertical rápida (velocidades elevadas de sedimentación), que consiste en un rápido incremento de esfuerzos de sobrecarga durante el proceso de sedimentación y compactación. Debido a esto, los fluidos del estrato saturado no son expulsados rápidamente, por la pérdida de permeabilidad que pueden presentar y se genera una presión de poro mayor a los valores hidrostáticos normales, por lo que el estrato está bajo-compactado, ya que el agua ofrece resistencia a que los poros se compacten (Velázquez, 2010), (Figura 1.2).

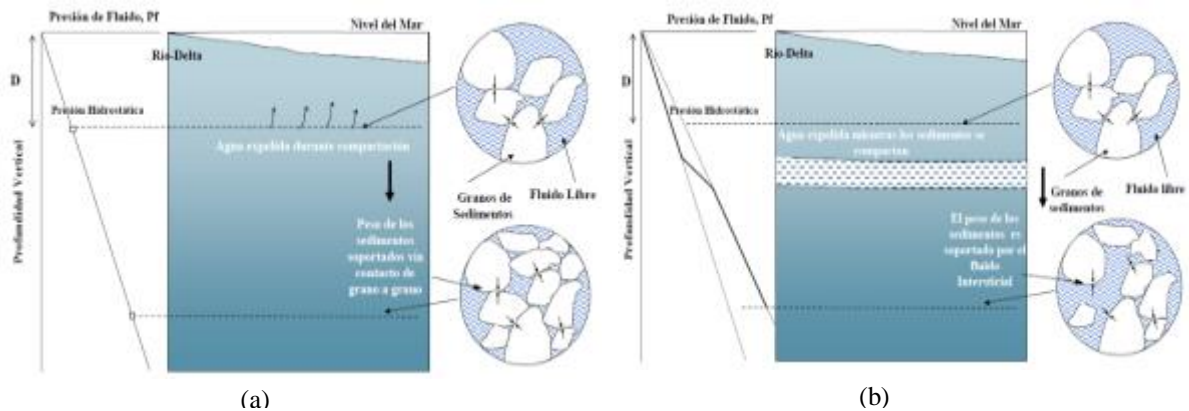


Figura 1.2 (a) Presión hidrostática durante la compactación normal, (b) Presión anormal debido al desequilibrio en la compactación. (Velázquez, 2004b).

Por lo anterior, un requisito importante para que exista una compactación desequilibrada es la baja permeabilidad de los estratos que encapsulan a la formación bajo-compactada, por lo que este proceso puede presentarse comúnmente en estratos arcillosos gruesos, y sucesiones de lutitas (Fernández, 2003).

Generalmente las bajas permeabilidades en las rocas se deben a una zona mineralizada, resultante de la cementación de arenas y lutitas por sal, calcita, anhidrita, dolomía u otros minerales solubles en agua; dando como resultado el aislamiento de los poros.

La compactación desequilibrada puede considerarse como un fenómeno de transición que se disipa a través del tiempo geológico.

Probablemente el ritmo de sedimentación es el factor que más influye en el desarrollo de presiones anormales (Martínez, 1986). De aquí que la mayoría de los modelos de predicción de presiones está basado en la teoría de la compactación de las arcillas.

Este fenómeno es el origen primario de presiones anormales en la Costa Mexicana del Golfo. Este puede ser corroborado con la variación de la porosidad en las lutitas del terciario en los cientos de pozos perforados en el área.

### 1.1.1.2 Actividad tectónica

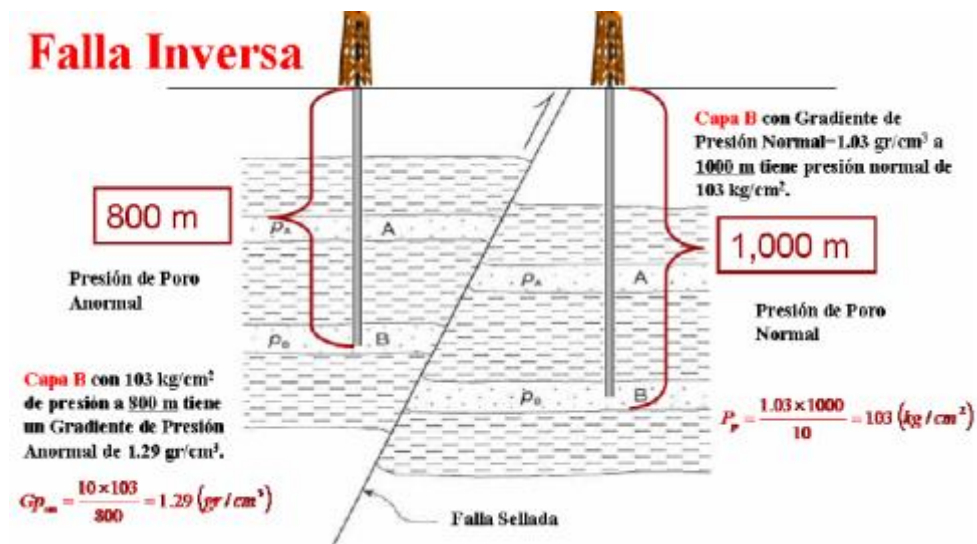


Figura 1.3 Se muestra una falla inversa, en la cual el bloque de la izquierda se sube al de la derecha, debido a esto, en la formación B se observa un gradiente de presión anormal (Velázquez, 2014).

Este mecanismo se presenta cuando ocurren deformaciones debido al tectonismo. Estas presiones anormalmente altas resultan de la modificación en la presión del fluido atrapado y de la modificación estructural que sufren las formaciones por afallamientos locales o regionales,

plegamientos, deslizamientos laterales, represionamiento causado por caídas de bloques fallados (Figura 1.3), por diapirismo salino (domos salinos y lentes de sal), temblores, etc (Martínez, 1986).

La relación entre la tectónica y los fluidos puede ser vista de dos maneras: primero, la actividad tectónica ocasiona la deformación de la roca, la cual tiene un efecto directo o indirecto en la distribución de presión en los fluidos y segundo, mientras mayor o menor sea la presión en los fluidos, esto altera la manera en que las deformaciones se desarrollan como un resultado de los esfuerzos.

En cualquier caso, la actividad tectónica puede tener una variedad de efectos. Por lo tanto, es necesario distinguir entre los diferentes casos y que estos pueden ocurrir al mismo tiempo (Velázquez, 2004a).

En México, la actividad tectónica como causal de sobrepresiones no ha sido estudiada, quizá porque los principales campos petroleros de México se encuentran en una cuenca de margen pasivo sin actividad tectónica relevante (Mann, 2003), sin embargo, sería adecuado realizar un estudio para verificar si existe influencia o no (Velázquez, 2010).

### **1.1.2 Generadas por el incremento de volumen de fluidos**

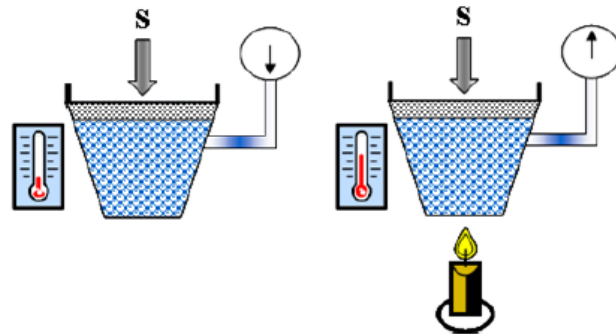
El incremento de volumen de fluidos dentro de una formación confinada origina que esta se sobrepresione. Swarbrick (2002) menciona que el fenómeno es ampliamente citado pero no cuantificado con casos reales. Este fenómeno cuenta con tres variantes las cuales son:

#### **1.1.2.1 Expansión de agua debido al incremento de temperatura**

Este proceso se genera cuando se calienta el fluido que está confinado en los espacios porosos de una formación sin poder escapar y al ser calentado, su volumen se incrementa considerablemente. Aquí dos efectos son claramente evidentes: primero, la densidad del fluido disminuye y segundo, el aumento en volumen del mismo, genera aumento de presión en los espacios porosos de la



formación (Figura 1.4). Aunado a esto, la compactación continúa a medida que la formación va siendo sepultada debido al depósito de nuevos estratos. El exceso de fluido dentro de los poros soporta cada vez una mayor parte de la sobrecarga. Si el escape de fluidos está limitado dentro de la roca, se genera una zona de presión anormal, (Martínez, 1986).



*Figura 1.4 Incremento de temperatura en una formación saturada de agua, perfectamente sellada, la cual se expande y baja su densidad (Velázquez, 2014).*

Barker (1972), menciona que se origina un incremento de presión de 8,000 psi en agua calentada de 54.4°C a 93.3°C ocasionada por un incremento de volumen de únicamente 1.65%, de aquí se demuestra que la expansión del agua debido a la temperatura puede generar presiones muy altas, sin embargo, debido a que se necesitan sellos perfectos y muy resistentes para originar estas presiones se piensa que en la mayoría de las cuencas petroleras del mundo sería difícil encontrar y demostrar que el origen de las sobrepresiones son por esta causa (Swarbrick, 2002).

### 1.1.2.2 Generación de hidrocarburos

El incremento de volumen ocurre cuando el kerógeno se convierte en aceite o gas y cuando el aceite se fracciona en otros componentes más ligeros (Figura 1.5). Estas reacciones típicamente se suscitan a profundidades de 2.0 a 4.0 km y a temperaturas en el rango de 70°C a 120°C para la maduración del kerógeno; y 3.0 a 5.5 km y a 90°C a 150°C para el fraccionamiento de aceite al gas (Swarbrick, 1998).

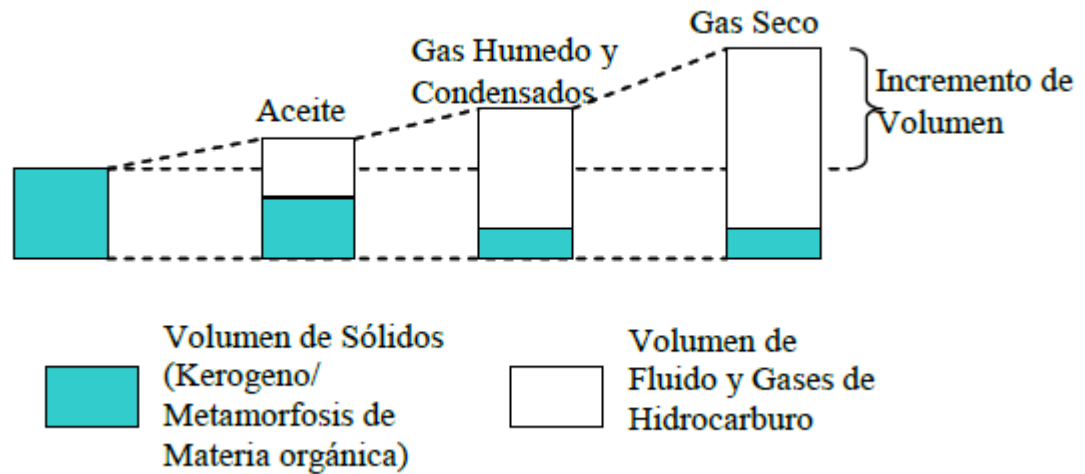


Figura 1.5 El volumen del kerogeno disminuye conforme se transforma en petróleo, condensado y gas, al mismo tiempo el volumen de estos se incrementa, lo que genera sobrepresiones en las formaciones que los contienen (Law, 1998).

Si la roca generadora está ligada a sellos “perfectos”, entonces las sobrepresiones serian altas, sin embargo, al igual que la expansión del agua, las rocas sedimentarias no son sellos perfectos y tienen un límite de resistencia a la fractura. En México no hemos observado este fenómeno ligado a rocas generadoras, en cuyo caso podríamos suponer que durante la generación de hidrocarburos, se produjo una presión muy alta dando origen a la migración de hidrocarburos por fractura del confinamiento (Velázquez, (2010).

### 1.1.2.3 Características del yacimiento (sistema roca-fluido)

En yacimientos cerrados tales como en formaciones lenticulares, anticlinales y formaciones con grandes buzamientos, las sobrepresiones se pueden generar si existe una acumulación de fluidos de baja densidad como el aceite y gas, que desplazan el agua de la formación (Martínez, 1986).

La acumulación de hidrocarburos genera un efecto de resorte (un incremento de energía) represionando el yacimiento y es igual al efecto de flotación del agua desplazada. La energía es mayor en la parte superior de la columna y disminuye hasta encontrarse en equilibrio con el agua en el contacto agua/hidrocarburo.

La sobrepresión en la cima de una columna de hidrocarburos y agua ( $\Delta p_W$ ) puede ser estimada como la diferencia entre el gradiente de presión del agua ( $P_w/D$ ) (0.433 psi/pie ó 0.465 psi/pie) y el gradiente de presión promedio de los hidrocarburos ( $P_{hc}/D$ ) (aceite y agua) multiplicada por la altura de la columna de hidrocarburos ( $h_1$ ) (Martínez, 1986).

$$\Delta p_W = \left[ \left( \frac{P_w}{D} \right) - \left( \frac{P_{hc}}{D} \right) \right] h_1 \tag{1.1}$$

### 1.1.3 Fenómenos de diagénesis

La diagénesis es una alteración química de los sedimentos y sus constituyentes minerales posterior al depósito, esta ocurre bajo cierta presión y temperatura que acompañan al sepultamiento de los sedimentos por procesos geológicos. El proceso de diagénesis incluye la formación de nuevos minerales, redistribución, recristalización de las sustancias en sedimentos y litificación.

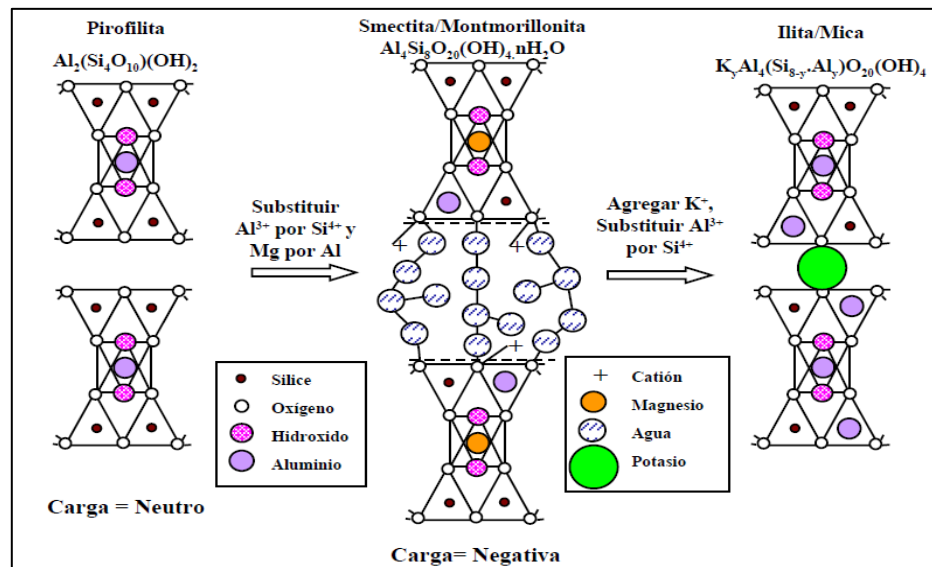


Figura 1.6 La diagénesis es la transformación de un mineral a otro, en este caso la Pirofilita se puede transformar en Smectita o Montmorillonita y está a su vez en Illita o Mica (Velázquez, 2004a).

La montmorillonita (Figura 1.6), el material predominante en algunas lutitas se altera a illita. Esta diagénesis de la montmorillonita, contribuye al origen de sobrepresiones por incrementar el

volumen de agua durante la formación del nuevo mineral. Esta agua migra a los sedimentos superiores y con el continuo sepultamiento, el agua es expulsada de los poros, sin embargo, si la expulsión del agua de los poros se inhibe, entonces con el continuo sepultamiento de los sedimentos, el agua dentro de la roca absorberá parte del incremento del esfuerzo de sobrecarga generándose de esta manera una sobrepresión.

En México y mediante análisis de microscopía electrónica de barrido (MEB) y difracción de rayos X (EDX) realizados a muestras de canal y núcleos de las columnas terciarias (Figura 1.7) se ha demostrado que existe una mayor concentración de arcilla tipo esmectita en formaciones de edad Pleistoceno, Plioceno y Mioceno; una combinación de esmectita-ilita en formaciones de edad Oligoceno, Eoceno superior, y mayor concentración de ilita en edad del Eoceno inferior y Paleoceno. Asimismo, en base en la experiencia de los pozos perforados en las cuencas petroleras mexicanas, se ha observado que las máximas densidades de lodo utilizadas en formaciones lutíticas son de edad oligoceno, coincidentemente por encima de formaciones de edad Eoceno y Paleoceno con mayor concentración de arcillas de tipo ilita, por lo que suponemos que el fenómeno de diagénesis tuvo influencia en el origen de la sobrepresión (Velázquez, (2010).

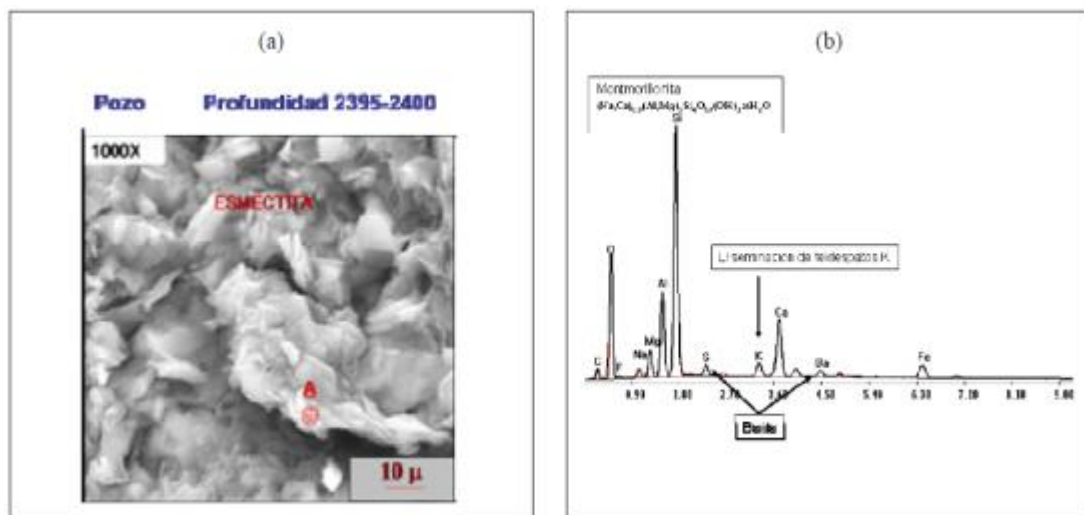


Figura 1.7 a) Imagen del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) de esmectita analizada de un núcleo y b) Imagen de Energía Dispersiva de Rayos X (EDX) de un recorte de perforación (Velázquez, 2004).

Asimismo, en base en la experiencia de los pozos perforados en las cuencas petroleras mexicanas, se ha observado que las máximas densidades de lodo utilizadas en formaciones lutíticas son de edad oligoceno, coincidentemente por encima de formaciones de edad Eoceno y Paleoceno con

mayor concentración de arcillas de tipo ilita, por lo que suponemos que el fenómeno de diagénesis tuvo influencia en el origen de la sobrepresión (Velázquez, 2010).

### 1.1.4 Movimiento de Fluidos

#### 1.1.4.1 Represionamiento o recarga

Las presiones anormales también pueden ser generadas por recarga de fluidos dentro de la zona porosa y permeable. Esto es, que una zona permeable y porosa puede ser recargada por un flujo de fluidos proveniente de una zona de mayor presión, a través de una falla o fisura en el cemento utilizado en un pozo o por el propio agujero perforado en la formación, (Figura 1.8). Esto origina una redistribución de la presión del fluido entre las formaciones porosas y permeables. Estos fluidos pueden ser de baja densidad (aceite o gas) del yacimiento normal o anormalmente presionado o agua proveniente de formaciones anormalmente presionadas.

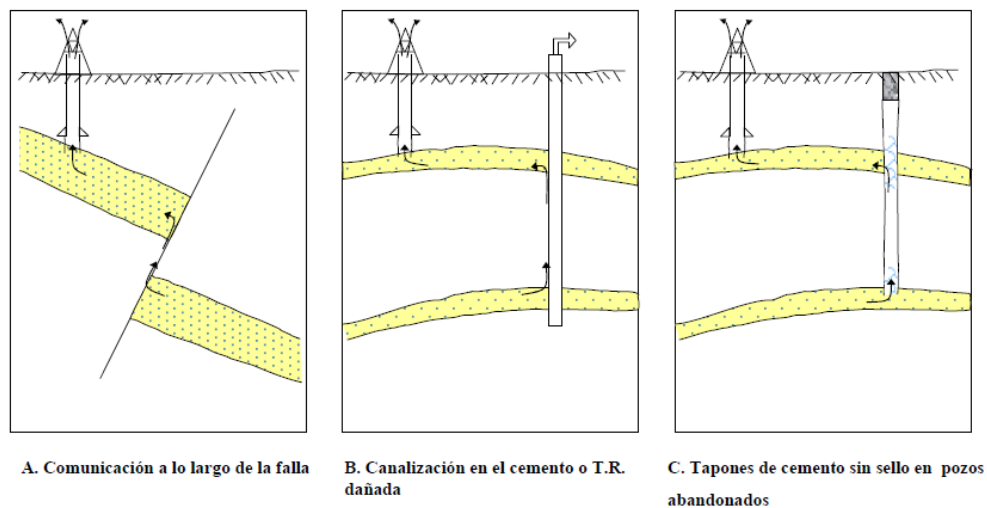


Figura 1.8 Incremento de presión por fallas o sellos desgastados en pozos (Modificado de Bourgoyne, 1991).

Si se tiene involucrado aceite o gas en el mecanismo de recarga, debe tomarse en cuenta el efecto de la diferencial de densidades y calcular la presión en la zona represionada. La energía potencial generada es igual a la energía contenida en la zona proveedora de fluido anormalmente presionada,

disminuida por la energía necesaria para levantar de una zona a otra en contra de la gravedad y la energía gastada en vencer las fuerzas de fricción (Martínez, 1986).

### 1.1.4.2 Fenómenos osmóticos

Una presión osmótica puede aparecer cuando dos soluciones de diferente concentración son separadas por una membrana semipermeable, sin importar el mecanismo por el cual la membrana semipermeable opera, se produce un flujo osmótico a través de esta membrana hasta que el potencial químico sea el mismo en ambos lados de esta (Figura 1.9).

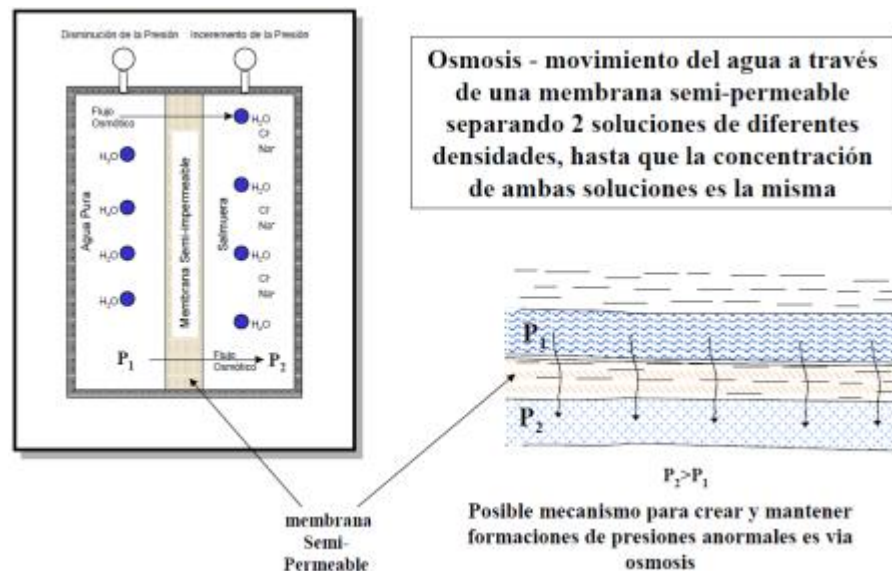


Figura 1.9 Representa un flujo osmótico a través de la membrana semi-impermeable hasta que el potencial químico sea el mismo en ambos lados de esta (Velázquez, 2004b).

Investigaciones desarrolladas muestran que las lutitas funcionan como membranas semi-permeables que sirven para que se originen sobrepresiones por fenómenos osmóticos, sin embargo, si las lutitas presentan micro-fracturas este fenómeno no se lleva a cabo (Swarbrick, 1998).

El estudio de los fenómenos osmóticos como causal de sobrepresiones no ha sido desarrollado en México, quizá por la dificultad de probar su origen y de determinar la magnitud de las presiones

que originan en contraste con la magnitud de las presiones originadas por el desequilibrio en la compactación (Velázquez, 2010).

### 1.1.4.3 Nivel piezométrico del fluido (columna hidráulica)

Este mecanismo ocurre cuando una capa de formación porosa y permeable aflora, y está confinada por otras capas impermeables, el fluido alcanza un cierto nivel piezométrico mayor que la superficie de referencia donde se perfora el pozo (Figura 1.10).

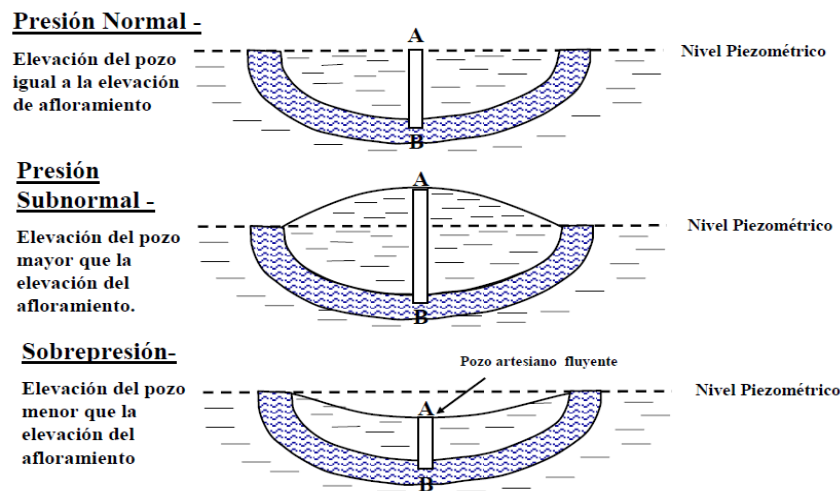


Figura 1.10 Escenarios de nivel piezométrico (Velázquez, 2004b).

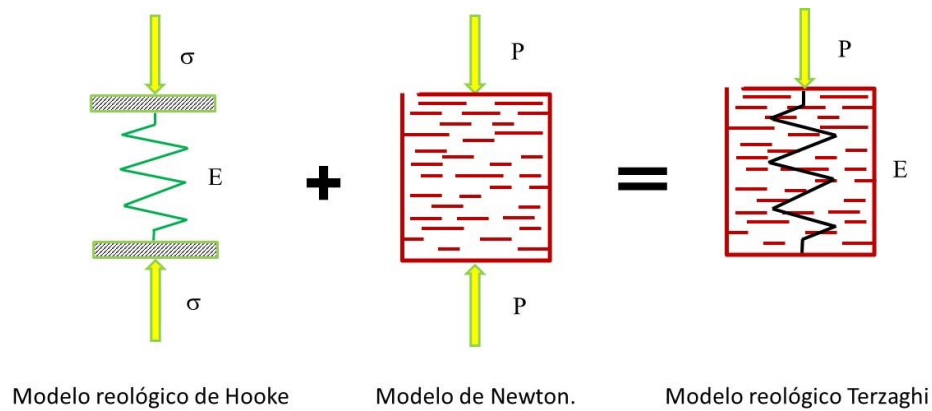
En la Figura 1.10 se presentan tres escenarios: en el primero, se representa una presión normal, la cual se presenta cuando el nivel de referencia del pozo es igual al nivel piezométrico del sistema hidráulico, ya que las columnas hidrostáticas están en equilibrio. El segundo, representa una presión anormal baja o subnormal, esto debido a que la presión hidrostática del fluido en el pozo es mucho mayor que la presión ejercida por el sistema hidráulico en la formación, la diferencia de alturas genera este fenómeno. La tercera, muestra una sobrepresión originada cuando el nivel piezométrico del sistema hidráulico de la formación es mayor que el del pozo, la diferencia de alturas genera una presión diferencial a favor del sistema hidráulico, lo que hace que el fluido de la formación fluya a la superficie del pozo artesiano (Velázquez, 2004).

Este mecanismo puede ser un parámetro que determina valores altos de geopresiones, el cual se manifiesta al perforar un pozo. Las sobrepresiones resultantes van desde pequeñas hasta moderadas. Sin embargo, algunas veces llegan a ser moderadas.

## 1.2 Teoría de la compactación

### 1.2.1 Modelo reológico de Terzaghi

Terzaghi (1943) fue el primer investigador en estudiar los problemas relacionados con la compresibilidad de las arcillas de una manera más racional y en establecer una teoría, la cual se conoce como “Teoría de la Consolidación Unidimensional”. Esta teoría tiene sus orígenes en la investigación que realizó sobre determinados aspectos del comportamiento de sólidos porosos saturados.



Donde:  
 E Coeficiente de proporcionalidad o modulo de Young  
 $\sigma$  Esfuerzo aplicado  
 P Fuerza o carga aplicada

Figura 1.11 Modelo mecánico para estudiar el proceso de consolidación unidimensional.

Para explicar los estados de esfuerzos y deformaciones en arcillas saturadas empleo un modelo reológico (Figura 1.11) el cual estaba elaborado con un elemento de Hooke (resorte), contenido dentro de un elemento de Newton (cilindro), el cual en la parte superior contaba con una tapa perforada unida al resorte. Conocido también como analogía mecánica de Terzaghi.



### 1.2.2 Modelo de Terzaghi y Peck

Terzaghi y Peck (1948), desarrollaron algo que llamaron “Teoría de la Consolidación de las Capas de Arcilla”. En la cual plantean que durante el proceso de depositación de sedimentos en una cuenca, el agua está atrapada en los sedimentos, y es liberada por efecto del peso y densidad de los mismos. Esto origina que los sedimentos se compacten y mantenga una presión de poro equivalente a la presión hidrostática de una columna de agua de formación. Por el contrario, si el agua no se puede liberar durante el depósito o sepultamiento, los sedimentos no se compactan y el agua atrapada incrementa su presión debido a la carga litostática, entonces se dice que la presión de poro diverge de la presión de poro normal o en términos de la compactación, la compactación diverge de su tendencia de compactación normal.

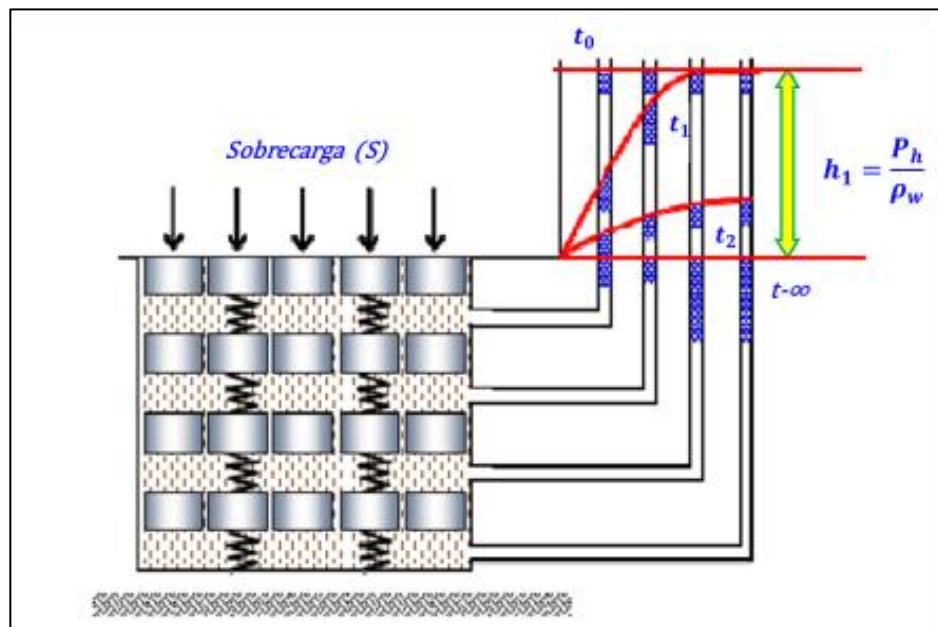


Figura 1.12 Modelo de consolidación de la arcilla (modificado de Terzaghi y Peck, 1948).

El modelo de la Figura 1.12 está integrado por un tubo cilíndrico, con platos de metal en su interior. Los platos están perforados y separados entre sí por resortes y agua. El esfuerzo de sobrecarga (S), es representado por un pistón; y a su vez, los resortes simulan el contacto entre las partículas de arcillas y el agua atrapada en cada compartimento representa la presión de poro dentro de los poros de las arcillas.

Al modelo de la Figura 1.12, se le aplicó una sobrecarga (S) al pistón superior, la altura de los resortes en el primer instante ( $t_0$ ) permanece sin cambio debido a que no ha transcurrido ningún tiempo para que algo de agua escape de entre los pistones. Debido a esto los resortes no soportan nada de carga, la sobrecarga (S) es soportada completamente por el agua. La presión del agua está determinada por ( $P_h = h_1 * \rho_w$ ). En esta etapa, el agua en cada uno de los tubos piezométricos permanece a la altura ( $h_1$ ). La densidad del agua contenida en el modelo está representada por ( $\rho_w$ ).

Después de transcurrido un tiempo ( $t_1$ ), algo de agua habrá escapado del compartimiento superior, sin embargo, los compartimientos inferiores estarán prácticamente llenos. El decremento en volumen del compartimiento superior viene acompañado de la compresión de los resortes superiores, por consiguiente, los resortes superiores empiezan a soportar una porción de la sobrecarga (S) por lo cual la presión del agua en los compartimientos superiores decrece.

En los compartimientos inferiores las condiciones están todavía inalteradas, por lo que los niveles de agua en los tubos piezométricos de los compartimientos inferiores, están localizados sobre la curva ( $t_1$ ), que coincide con la línea horizontal de elevación ( $h_1$ ) en los dos últimos tubos piezométricos. En la última etapa, los niveles de agua en los tubos se localizan en la curva ( $t_2$ ) y finalmente, después de un periodo prolongado de tiempo, la presión ejercido por el agua ( $P_h$ ), debida a la sobrecarga (S), llega ser muy pequeña. Se puede apreciar que en este punto la altura ( $h_1$ ) se va aproximando a cero.

De este planteamiento se deduce que:

- 1) La compresión de las capas de arcilla es debido a un incremento en la carga (S), la cual se lleva a cabo muy lentamente.
- 2) El origen de una pequeña parte de esta lentitud es debida al ajuste gradual de los granos de roca con el incremento de la presión.

- 3) La mayor parte de la lentitud es debido al tiempo necesario para drenar el agua de la arcilla, esto debido a su baja permeabilidad.
- 4) El decremento gradual del contenido de agua bajo carga constante es la consolidación.
- 5) Si los fluidos atrapados o ligados a las rocas logran escapar, estas contendrán una presión de poro normal, es decir una presión hidrostática, sin embargo, si la baja permeabilidad impide que escapen, se generara una presión anormalmente alta debido al esfuerzo de sobrecarga.
- 6) Si los fluidos logran escapar del medio poroso, la roca se compacta, reduciendo su porosidad.
- 7) El esfuerzo efectivo ( $\sigma_v$ ) ejercido por la matriz de la roca depende únicamente del grado de compactación de las arcillas, en otras palabras se puede decir que este crece continuamente con la compactación, siempre y cuando los fluidos tiendan a escapar de la matriz porosa.

### 1.2.3 Teoría de Hubbert y Rubey

En ella, Hubbert y Rubey (1959) publicaron una teoría relacionada con la compactación de las rocas arcillosas, establecieron que la sobrecarga (S) se incrementa como resultado del sepultamiento de los sedimentos y demostraron que el esfuerzo de sobrecarga es soportado por el fluido en los poros, originando una presión (P) y el contacto grano a grano de las partículas de arcilla, produciendo un esfuerzo efectivo vertical ( $\sigma_v$ ), de acuerdo a la ecuación.

$$S = \sigma_v + Pp \tag{1.2}$$

La cual es derivada del análisis de dos partículas sólidas en contacto, sobre una superficie plana (Figura 1.13). Donde  $A_s$  representa las áreas de contacto entre los dos granos.  $A$  representa el área transversal del grano.

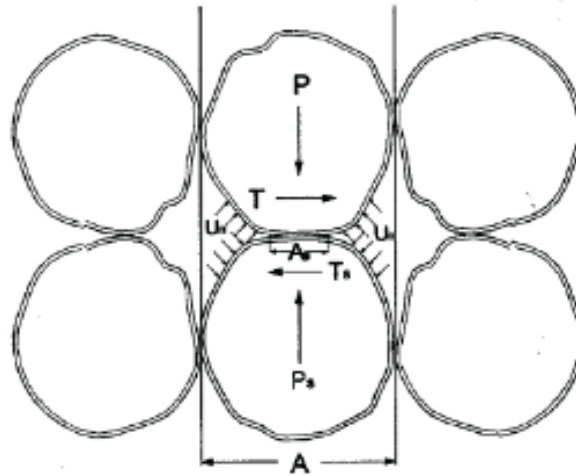


Figura 1.13 Equilibrio de las fuerzas que actúan en dos partículas en contacto en una masa de suelo (Juárez y Rico, 1997).

La relación de áreas de contacto ( $a_c$ ) puede definirse como:

$$a_c = \frac{A_s}{A} \tag{1.3}$$

El esfuerzo vertical o de sobrecarga ( $S$ ) se define respectivamente como:

$$S = \frac{P}{A} \tag{1.4}$$

Dónde ( $P$ ) es la fuerza total aplicada al área transversal del grano ( $A$ ) de las dos partículas sólidas.

Se define al esfuerzo generado entre las partículas como esfuerzo efectivo vertical o intergranular ( $\sigma_v$ ) a la relación:

$$\sigma_v = \frac{P_s}{A_s} \quad (1.5)$$

Dónde ( $P_s$ ) es la fuerza normal que actúa en el área ( $A_s$ ) entre las dos partículas sólidas, la sobrecarga puede determinarse de la siguiente forma:

$$S = \sigma_v + (1 - a_c)Pp \quad (1.6)$$

Dónde ( $Pp$ ) es la presión de poro del agua intersticial. La cual se puede descomponer en dos, la primera es la presión hidrostática ( $P_h$ ), que corresponde a la presión ejercida por una columna de agua y la segunda es el incremento de presión ( $\Delta P$ ) proporcionado por la sobrecarga por lo cual se tiene la siguiente expresión:

$$Pp = P_h \pm \Delta P \quad (1.7)$$

Como es complejo saber el área de contacto entre los granos ( $A_s$ ), la relación de áreas ( $a_c$ ) es difícil de calcular numéricamente. Sin embargo, en experimentos realizados a resultado ser demasiado pequeño, por lo que tiende a despreciarse, por lo cual la ecuación 1.6 se convierte en la ecuación 1.2 (Juárez y Rico, 1997).

De lo anterior se obtiene que:

- A) La sobrecarga es soportada por la presión intersticial del fluido y por el esfuerzo efectivo vertical ejercido por las partículas de arcilla en la matriz rocosa.
- B) El esfuerzo efectivo vertical es igual a la sobrecarga menos la presión de poro.
- C) El esfuerzo efectivo vertical controla ciertos aspectos del comportamiento del suelo, principalmente la compresibilidad y la resistencia.

D) La sobrecarga es el esfuerzo normal vertical que gobierna los cambios volumétricos de las formaciones.

### 1.2.4 Modelo de compactación de Athy

Athy (1930) dice que la compactación es el proceso de expulsar los fluidos intersticiales y por lo tanto la causa de la reducción de la porosidad. En las lutitas relativamente puras existe una clara relación entre la porosidad y la profundidad de sepultamiento debido a la presión vertical ejercida por sedimentos superiores (Figura 1.14).

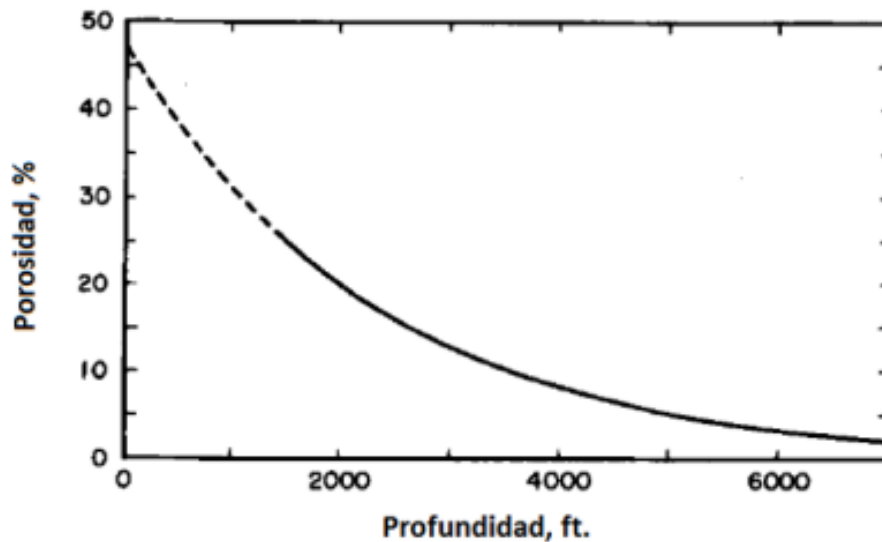


Figura 1.14 Relación entre porosidad y profundidad de lutitas en Oklahoma (Rieke et al. 1974).

Después de que un sedimento ha sido depositado y sepultado, el volumen de poros puede ser modificado por la deformación y el empaquetamiento de los granos minerales, la cementación, la disolución, la recristalización y el esfuerzo entre los granos.

La sobrecarga es el mecanismo por el cual se reduce la porosidad y la densidad se incrementa aún más. También señaló que la compactación no es directamente proporcional a la reducción de volumen de poro o al incremento de la densidad, ya que también pueden ocurrir cambios debido a los procesos que modifican la compactación como los antes mencionados.

Realizo un estudio sobre las lutitas de Pensilvania y el Pérmico en el norte de Oklahoma, que lo llevó a postular la siguiente relación entre la porosidad y la profundidad de sepultamiento.

$$\phi = \phi_0 e^{(-k_r z_v)} \quad (1.8)$$

Donde Esta ecuación asume que la compactación normal haya tenido lugar y que no hay discontinuidades o indicios de haberse interrumpido el perfil de sepultamiento. Los valores de  $\phi_0$  y  $k_r$  para Athy en el norte de Oklahoma son de 0.48 y  $-4.33 \times 10^{-4} \text{ ft}^{-1}$  respectivamente.

### ***1.3 Presión de Sobrecarga***

La presión de sobrecarga es resultante de la carga geostática que se acumula con el tiempo en la superficie del suelo como consecuencia de la erosión de las rocas y se define como la presión ejercida por el peso de la matriz de la roca y los fluidos contenidos en los espacios porosos sobre una formación en particular. La formación debe ser capaz de soportar mecánicamente las cargas bajo las cuales está sometida en todo momento. La presión de sobrecarga está en función principalmente de las densidades de los fluidos y de la matriz de la formación, así como también de la porosidad.

En una cuenca sedimentaria, la sobrecarga o esfuerzo vertical, es una función del espesor de la formación (Z), en metros, y de la densidad de las rocas en  $\text{g/cm}^3$  ( $\rho_b$ ). Sin embargo, dado que en la mayoría de las cuencas sedimentarias, la densidad de los sedimentos no es una contante, sino que varía con la profundidad debida a la compactación, la sobrecarga se calcula mediante la integración (sumatoria) de los promedios de la densidad para cada espesor, por lo que para pozos terrestres queda:

$$S = \int_0^z \rho_b g dZ = \sum_{i=1}^n \rho_{bi} [z_i - z_{i-1}] \quad (1.9)$$

Para el caso de pozos marinos, se tiene que considerar el tirante de agua ( $Z_w$ ) de la forma:

$$S = \int_0^{z_w} \rho_w g dz + \int_{z_w}^z \rho_b g dz = \rho_w z_w + \sum_{i=1}^n \rho_{bi} [z_i - z_{i-1}] \quad (1.10)$$

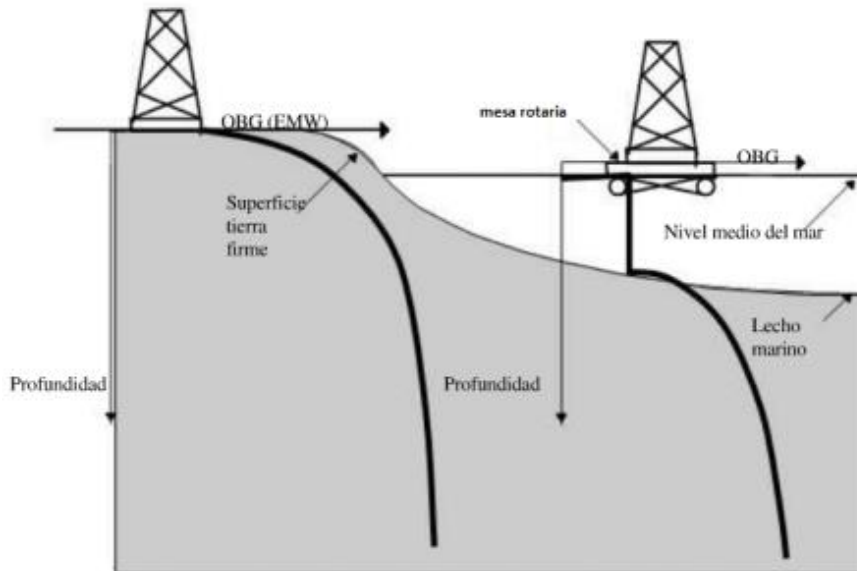


Figura 1.15 Comportamiento de la sobrecarga en pozos de tierra y marinos (Hawker, 2001).

En pozos de tierra firme los perfiles de sobrecarga en la superficie siempre serán cero, pero aumenta muy rápidamente con la profundidad. Costa afuera el peso del agua debe considerarse para determinar el esfuerzo de sobrecarga, el cual comienza a aumentar a partir del lecho marino una vez que se encuentren sedimentos, Figura 1.15, (Hawker, 2001).

### 1.3.1 Densidad de la roca obtenida por medición

Para el cálculo de la presión de sobrecarga es esencial conocer la densidad promedio de la formación, por lo que se establece que la presión de sobrecarga en cualquier profundidad dada es una función de la densidad de los sedimentos suprayacentes. Para obtener esta densidad volumétrica, que es un simple promedio de las densidades de los constituyentes minerales de la roca, y el contenido de los fluidos, se emplea la ecuación 1.14.



$$\rho_r = \rho_m(1 - \emptyset) + \rho_{fl}\emptyset \quad (1.11)$$

Resulta oportuno mencionar que la medición del registro de densidad (RHOB) que es utilizado generalmente para calcular la sobrecarga está influenciado por varios factores ambientales que enmascaran la medición, por lo cual NO se deben utilizar directamente las mediciones de densidad de la roca proporcionadas por el registros del pozo, ya que estos comportamientos característicos le afectan el cálculo de la presión de sobrecarga.

Para estimar la presión de sobrecarga se debe de normalizar las densidades del registro del pozo, eliminando los factores “ambientales” que afectan las mediciones de densidad de la roca. Para hacer una normalización de esta se pueden aplicar los modelos matemáticos de ley de potencias origina y modificado (Castillejos, 2014).

### 1.3.2 Densidad de la roca obtenida sintéticamente

Para el cálculo de la presión de sobrecarga, también se puede emplear un registro sintético de la densidad, el cual es obtenido a través de la ecuación de Gardner, la cual fue desarrollada en 1974, siendo esta la más popular a la fecha, ya que nos permite obtener información de densidad a partir de datos acústicos. Para dicho cálculo se utilizara la ecuación 1.12 que tiene la forma de una ley de potencia:

$$\rho_b = a VI^b \quad (1.12)$$

Para obtener VI directamente en m/s se aplica la ecuación:

$$VI = 304878.05 * \frac{1}{DT} \quad (1.13)$$

En la práctica, la ecuación de Gardner, con sus constantes originales, ha tenido una reputación general de subestimar densidades de formación en el entorno marino. Para corregir los resultados, algunos operadores han calibrado localmente las constantes de la ley de potencias, utilizando datos de registro de densidad disponibles. En algunos casos, se ha encontrado que el cambio del

coeficiente de 0.25 ha sido suficiente para producir densidades de formación más precisas. Sin embargo, esta ecuación es más sensible a los cambios en el exponente que a cambios en el coeficiente, por lo que se recomienda modificar el coeficiente en vez del exponente.

### 1.3.3 Modelos de corrección para la densidad

La densidad de la roca se incrementa con la compactación y la compactación se incrementa con la profundidad debido a la presión de sobrecarga. A este proceso se le ha definido como “proceso de compactación normal” (Figura 1.16). Por lo cual para llevar a cabo la corrección o normalización de la densidad volumétrica de cualquier pozo se puede emplear cualquiera de las siguientes dos ecuaciones:

1. Densidad normalizada por el modelo de Ley de Potencias original.

Este modelo utiliza como base la ecuación de Gardner. Los valores del parámetro de declinación  $k$  y el parámetro de curvatura  $c$  son variables que se ajustan de acuerdo al comportamiento de la densidad del registro y así poder normalizarla (Figura 1.16). Donde  $D$  es la profundidad en metros y  $\rho_r$  es la densidad volumétrica de la roca.

$$\rho_r = kD^c \tag{1.14}$$

2. Densidad normalizada con el modelo de Ley de Potencias Modificado.

Para este modelo de normalización se modificó la ecuación de ley potencias considerando fija la densidad de la roca en superficie ( $\rho_0$ ) y ajustando los parámetros  $c$  y  $k$ , para que la densidad considere únicamente la compactación mecánica y por consiguiente la presión de sobrecarga siga la tendencia de compactación normal. El modelo de ley de potencias modificado queda como:

$$\rho_r = \rho_0 + kD^c \tag{1.15}$$

Para el caso de pozos marinos, para que la normalización de la densidad sea la adecuada, el cálculo de la profundidad (D) se obtiene empleando la ecuación siguiente:

$$D = D - EMR - TA \tag{1.16}$$

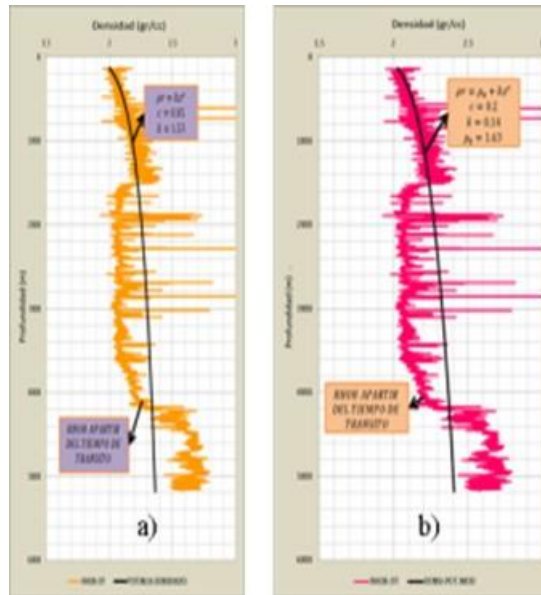


Figura 1.16 Densidades normalizadas, a) Modelo de ley de potencias, b) Modelo de ley de potencias modificado (Castillejos, 2014).

### 1.3.4 Comportamiento de la densidad con la profundidad

Durante la compactación gravitacional de los sedimentos, en general hay un rápido aumento de la densidad volumétrica dentro de los primeros cientos de metros de sepultamiento, se expresa comúnmente como la masa de la muestra sin perturbaciones, junto con los líquidos intersticiales dividido por su volumen externo. Este volumen externo no sólo incluye el volumen de la parte sólida de la muestra sino también su espacio poroso permeable e impermeable. A mayor profundidad, las densidades volumétricas de las rocas tienden a acercarse a la media ponderada de las densidades de la matriz debido a la disminución de volumen de poro y la expulsión de los fluidos intersticiales debido al proceso de compactación normal (Figura 1.17).

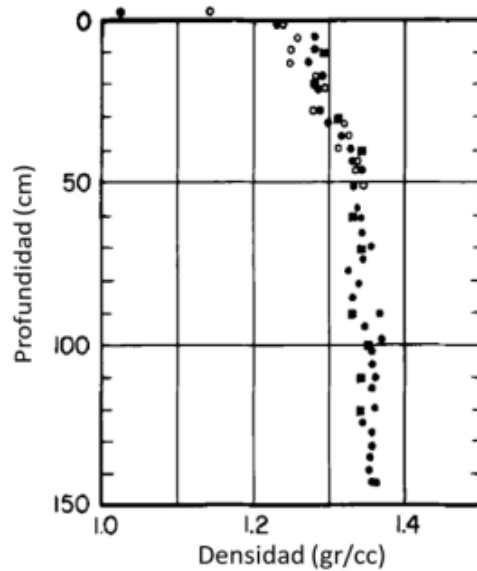


Figura 1.17 Relación entre la densidad volumétrica y la profundidad de las lutitas de Oklahoma y Texas (Rieke et al. 1974).

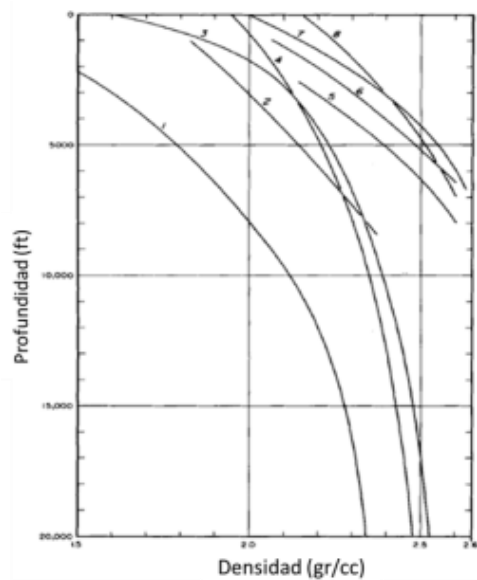


Figura 1.18 Variación de las densidades volumétricas con la profundidad en diferentes cuencas sedimentarias. 1= McCullon, 1967, 2= Storer, 1959, 3= Dickinson, 1953, 4= Eaton, 1969, 5= Dallmus, 1958, 6= Skeels, 1943, 7= Dallmus, 1958, 8= Dallmus, 1958 (Rieke, et al. 1974).

En la Figura 1.17, la curva continua representa la relación promedio de la profundidad y la densidad volumétrica de las muestras medidas en el laboratorio por Athy. La porción de puntos es una extensión hipotética de la curva a  $1.4 \text{ g/cm}^3$ , que fue tomada por él para extrapolar densidad

---

volumétrica promedio de las arcillas a la superficie. Los datos de la densidad volumétrica de Athy, aplicados a sedimentos del Terciario serían cuestionables debido a la edad geológica y la historia de los esfuerzos tectónicos que son variables de un lugar a otro. Como se muestra en la Figura 1.18, las densidades volumétricas no son constantes para una profundidad específica de sepultamiento.

---

# Capítulo 2

## *Registros geofísicos*

A lo largo de la historia de la explotación de pozos, la toma de registros ha sido de suma importancia para la toma de decisiones, ya que por medio de las mediciones de radiación, velocidad del sonido y de resistividad, es posible obtener directa o indirectamente mediciones de las propiedades de las rocas. Todas las mediciones que se toman de las rocas pueden tener distintas aplicaciones, sin embargo, para el cálculo de las geopresiones, en particular para el desarrollo de este proyecto, se utilizan los siguientes.

### ***2.1 Registro de Potencial Espontáneo***

Este registro de potencial espontáneo (SP) mide la diferencia de voltaje que existe entre dos electrodos, uno se coloca en la superficie del suelo en un medio húmedo y otro móvil en el lodo dentro del pozo. Este registro mide un fenómeno físico en el pozo, producido por la interacción del agua de la formación, el fluido de perforación y las lutitas o arcillas (Figura 2.1b).

Su principio está basado en dos lecturas potenciales generadas, la primera, es el Potencial Electroquímico, la cual equivale a la suma del potencial de contacto o de difusión y el Potencial de Membrana, la segunda, es el potencial electrocinético.

El potencial espontáneo estático o SSP (*Static Spontaneous Potential*) está determinado por la ecuación de Nerst, del cual se puede obtener el volumen de arcilla (Figura 2.1a).

Este registro es medido en miliVolts (mV) y la escala más usada es de 10 ó 20 miliVolts por división del carril, este está dividido en 10 partes lo que da un total de 100 o 200 mV por carril según sea el caso, no tiene un valor cero absoluto, la escala se fija durante el registro para tener una

mejor curva de SP de preferencia en de la zona de interés y como sea posible en la mayor parte del resto del pozo.

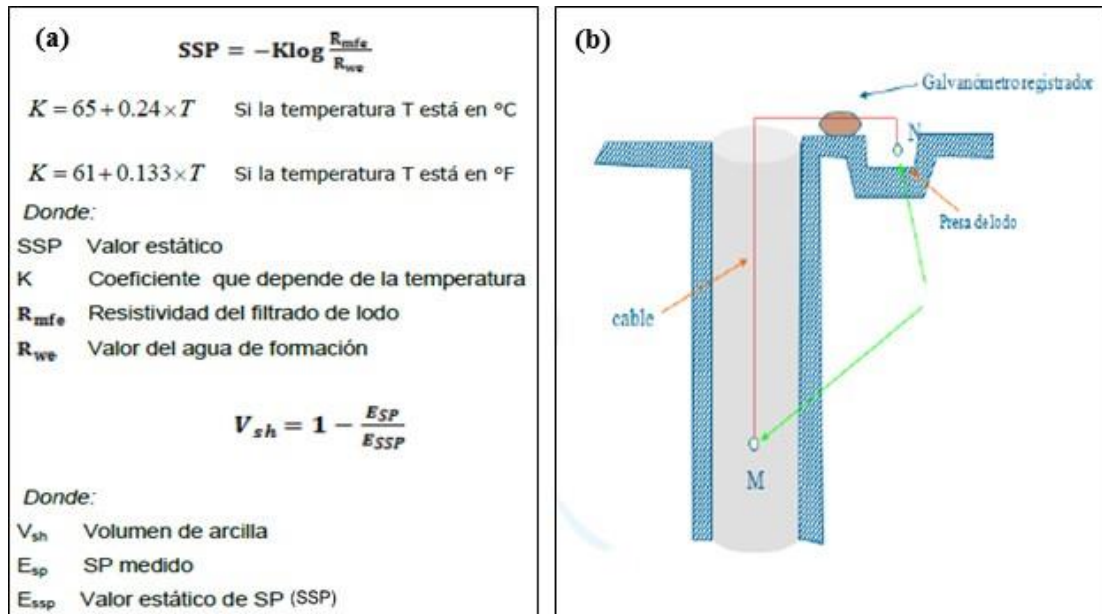


Figura 2.1 a) Ecuaciones de Nerts y del volumen de arcillas; b) principio de medición del registro SP (Modificado de Coconi, 2014).

Si el agua de formación es más dulce que el filtrado del lodo de perforación, la curva de SP se separa de la línea base de lutitas hacia los valores positivos, frecuentemente en zonas permeables el agua de formación es más salada que el filtrado, entonces la línea de configuración se separa de la línea base de lutitas hacia los valores más negativos de la curva del SP.

El tamaño de la separación con respecto a la línea base de lutitas hacia la izquierda o derecha, depende del contraste de salinidad entre el fluido de perforación ( $R_{mf}$ ) y el agua de formación ( $R_w$ ). Generalmente se conoce el valor del fluido de perforación, por lo tanto, se puede estimar el valor de  $R_w$ . El potencial puede ser positivo o negativo según sea el desplazamiento.

Si en formaciones limpias y permeables la curva del SP no se separa de la línea base de lutitas, se considera que la salinidad del agua de formación es similar que la del filtrado y el SP no tiene respuesta, especialmente si existe evidencia de formación de enjarre.

Se aplica para identificación de capas porosas y permeables, definir límites de las mismas, como indicador de litologías y de arcillosidad, para determinar la resistividad del agua de formación ( $R_w$ ), correlación geológica, análisis de facies y gradación.

Los usos cualitativos que se le pueden dar a este registro contemplan los cambios o desviaciones de la curva, que indican capas porosas y permeables, cambios de litología y algunos minerales. Es uno de los primeros registros que permite identificar la secuencia de arenas arcillosas y estimar el espesor de las capas.

## ***2.2 Registro de rayos gamma***

Es un registro que mide la radioactividad natural de las formaciones, es decir, la medida de la radiación que se emite espontáneamente en las rocas sedimentarias: Torio (Th), Uranio (U) y Potasio (K). El decaimiento de estos isótopos genera la emisión continua de los rayos gamma naturales y son medidos utilizando un detector dentro del pozo.

El principio de este registro está basado en la teoría de que los rayos gamma enviados a la formación chocan con los rayos gama naturales generados en esta, principalmente por las arcillas, por efecto Compton, en este choque los rayos gama pierden energía y son absorbidos por los átomos de la formación liberando electrones, fenómeno llamado efecto fotoeléctrico, y una proporción llega a los detectores. Estos conteos son proporcionales al contenido de arcilla en la formación e inversamente a su permeabilidad. Cuando la curva está próxima a los valores menores de la pista representan a una zona permeable (2.2b).

La curva de rayos gamma es presentada en una escala es de 0 a 100 ó 0 a 150 y sus unidades son API (American Petroleum Institute).

Se aplica para identificación de zonas permeables y de litología, realizar correlaciones entre pozos, determina el volumen de arcilla (Figura 2.2a), determinar espesor de capas, tipo de arcillas, control de profundidad y contenido de U.



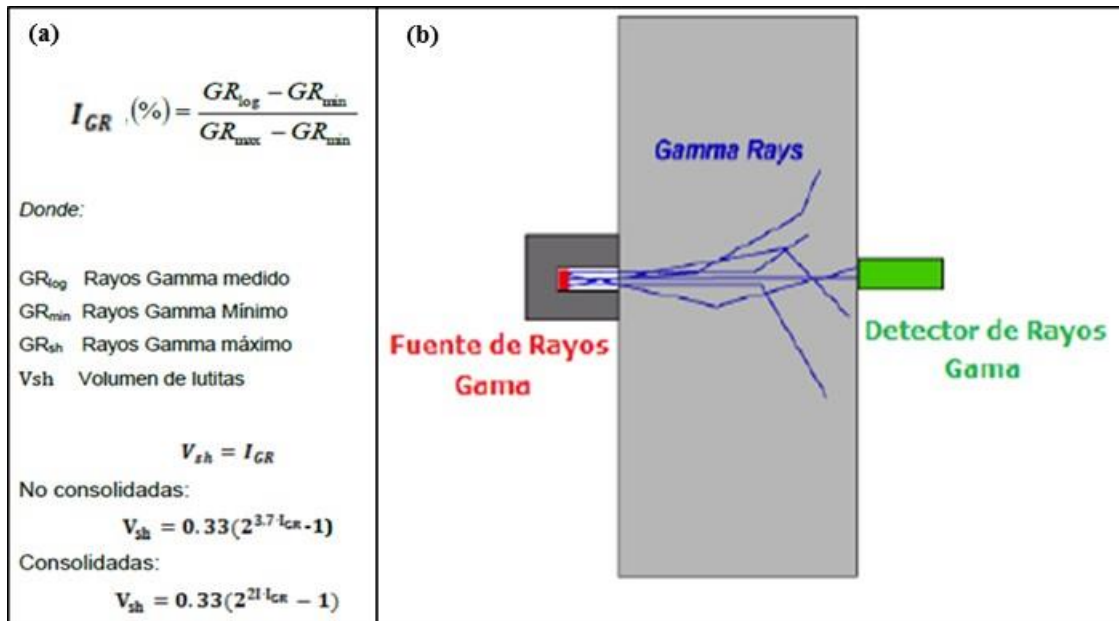


Figura 2.2 a) Ecuación para determinar el volumen de lutitas y b) principio de medición de registro GR (Torres-Verdin, 2003).

Se usa cualitativamente para determinar el espesor de capa, se obtiene utilizando los puntos de inflexión o cambios en valores altos y bajos de la curva de GR, detectar capas permeables, para determinar la línea base de lutita, ya los valores altos indican esta línea, los más bajos indican las arenas, y la interpretación de sistemas de depósito mediante el reconocimiento de patrones.

### 2.3 Registro de resistividad

El objetivo de estos registros es medir la resistividad de la formación, el cual se logra por medio del principio de que la resistencia es la oposición al flujo de corriente eléctrica y la resistividad es la resistencia por unidad de longitud. La resistividad del subsuelo se puede obtener midiendo ya sea directamente la resistividad o su inversa, la conductividad.

Estas mediciones se pueden llevar a cabo a través de dos principios, la conducción que mide la resistividad de las formaciones y la inducción que mide la conductividad, que es la habilidad para conducir corriente eléctrica, que es el inverso de la resistividad.

La conducción se logra suministrando una corriente a través de dos electrodos en la herramienta y que generan una diferencia de potencial, mientras que la inducción se logra induciendo una corriente alrededor del pozo para medir la capacidad de la formación para conducirla (Figura 2.3).

Los registros de inducción son más efectivos con lodos no conductores (base aceite o agua dulce), de cualquier forma éstos se pueden correr en lodos base agua salada, mientras que los conductivos solo en fluidos base agua salada.

Cuando una formación es porosa y contiene agua salada, la resistividad total tiende a bajar, cuando esta misma contiene hidrocarburos va a ser muy alta.

La conductividad de las rocas es debida al agua intersticial en los poros que permite la transmisión de corriente en los iones de la sal, los granos de la roca no son conductores pero pueden jugar un papel importante.

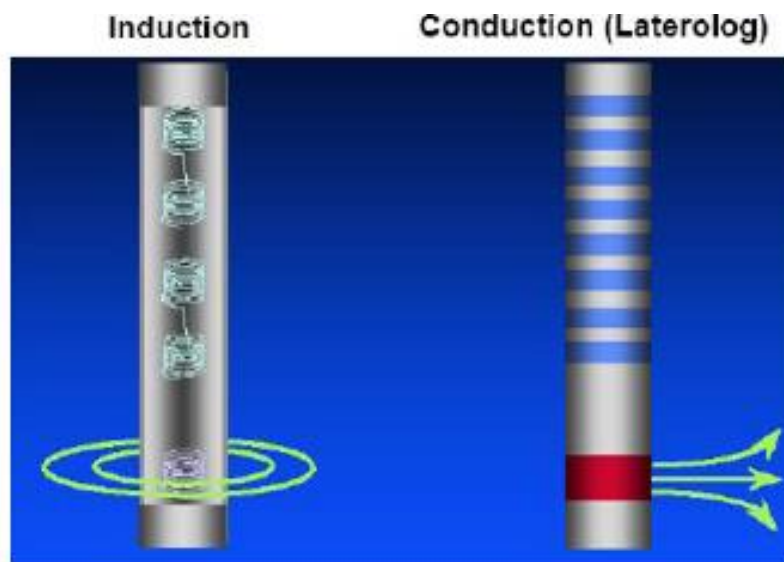


Figura 2.3 Principio de medición del registro de resistividad (Torres-Verdín, 2003).

El registro de resistividad es graficado en una escala logarítmica con escalas de 0.20 a 20 ohm m<sup>2</sup>/m ó 0.2-2000 ohm m<sup>2</sup>/m. El rango de las magnitudes medidas de la resistividad es muy amplio y se mide en ohm-m.

Estos registros de resistividad se aplican para determinar la resistividad de la zona no invadida y el diámetro de invasión, diferenciar entre zonas de agua salada y zonas de hidrocarburos, estimar diámetro de invasión, correlacionar formaciones y cálculo de saturaciones de agua.

Se emplean cuantitativamente para el cálculo del volumen de aceite o en términos petrofísicos, determinar la saturación de agua ( $S_w$ ) cuando no es 100%, por presencia de hidrocarburos.

Se pueden utilizar cualitativamente para determinar litologías, siempre y cuando no sean comunes sino excepcionales que tienen valores altos de resistividad distintivos como la sal, anhidrita, yeso, carbón, caliza compacta y dolomita.

## ***2.4 Registro Sónico***

Este registro mide el tiempo que tardan en viajar las ondas sonido emitido desde el transmisor hasta las paredes del agujero, donde se refleja y refractan en ángulo crítico entre el transmisor y receptor, registrando un tren de ondas integrado por las ondas de compresión (P) y cizallamiento o de corte (S) en la formación, y las ondas superficiales Stoneley en la pared del agujero y ondas directas en el lodo. El registro sónico mide el tiempo de tránsito en 1 pie de formación ( $\Delta t$ ), que varía con la litología (Figura 2.4b).

La onda compresional (P) registrada tiene con una penetración pequeña, generalmente entre 2.5 a 25 cm, la cual es independiente de la separación entre transmisor y receptor, dependiendo únicamente de la longitud de onda, entre más grande es, mayor es la penetración.

El tiempo de tránsito integrado (TTI) es registrado mientras se corre la herramienta y representa un tiempo derivado de la velocidad promedio registrada en la formación y está marcada en el carril de profundidad en milisegundos, 10 milisegundos se representan con una línea mayor.

Se aplica para determinar la velocidad en la formación y porosidad (primaria, secundaria y total), calibrar secciones sísmicas (sismogramas sintéticos), determinar presión de poro, dirección de

fracturas, detección de gas, características mecánicas de la roca (módulos elásticos), estabilidad del agujero, determinación de litologías, detección de presiones anormales y calidad de la cementación.

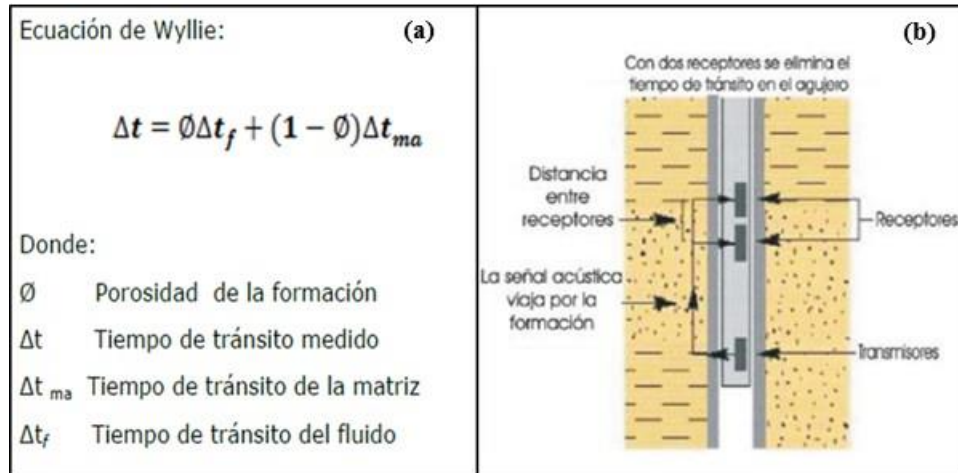


Figura 2.4 (a) Ecuación de Wyllie y (b) principio de medición del registro sónico (Schlumberger, 2000).

Las unidades del registro sónico son microsegundos entre pie ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ). La curva de tiempo de tránsito ( $\Delta t$ ) se gráfica en escala de 140 a 40  $\mu\text{s}/\text{ft}$ . La velocidad es el recíproco del tiempo de tránsito ( $1/\Delta t$ ) en unidades de m/s,  $\text{ft}/\mu\text{s}$  o  $\text{ft}/\text{s}$ . La porosidad derivada del registro sónico ( $\phi_s$ ) se grafica de 0.45 a -0.15.

Sus usos cualitativos son: determinar la velocidad en las rocas, es mayor en carbonatos, media en arenas y baja en lutitas. Aunque la respuesta del registro sónico no puede ser definida en términos de litología, esta es muy sensible a la textura de las rocas. La trayectoria de viaje del sonido a través de una formación, está íntimamente asociado con materiales de la matriz, distribución, tamaño, forma del grano y cementación.

La tendencia de compactación en el tiempo de tránsito son valores bajos, similarmente algunos saltos pueden indicar discordancias o fallas, cuando se compara la tendencia general del pozo puede dar una idea de la cantidad perdida en la sección.

Los usos cuantitativos que se le dan a este registro van desde el empleo en la interpretación sísmica, en donde se puede usar para determinar perfiles de velocidad, también para calibrar las secciones sísmicas, también en la conversión de tiempo a profundidad y obtener impedancias acústicas.

El registro sónico se usa para calcular la porosidad, despejando la porosidad de la ecuación de Wyllie (Figura 2.4a), aunque frecuentemente los valores son inferiores a los del neutrón y al de densidad, ya que lo que se obtiene con esto es la porosidad primaria.

### 2.5 Registro de Densidad

El registro de densidad es un registro radiactivo, al cual también se le llama gamma-gamma, ya que emite y detecta rayos gamma. Este registra de manera indirecta la densidad de la roca, ya que registra la densidad electrónica de la formación, la cual está en función de la densidad de los minerales de la roca (matriz) y el volumen de los fluidos contenidos en ella, por lo cual la densidad registrada por el detector será inversamente proporcional a la densidad de la formación.



Figura 2.5 Efecto Compton (Cortesía de Schlumberger offshore services, 2008)

Este registro cuenta con una fuente de radiación que bombardea la formación con rayos gamma en línea recta, donde estos al chocar con los electrones de la roca les ceden energía y continúan su propagación con menos energía (Figura 2.5), hacia los receptores donde se registrara la

disminución de energía, así como los rayos que no presentaron ese efecto, manteniendo su energía. Este conteo es el que da origen a la densidad electrónica.

Se aplica para análisis de la porosidad, interpretación mineralógica con el factor fotoeléctrico, mide la densidad volumétrica, determina litologías (Tabla 2.1) en conjunto con otros registros, obtiene volumen de arcilla, identifica capas con gas en conjunto con el registro sísmico proporciona información para determinar módulos elásticos e impedancia acústica, se usa para calibración Geofísica (gravimetría y sísmica) y para porosidad total.

Tabla 2.1 Densidad de litologías comunes (Rider, 1992).

Litología	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	
	Grano	Rango
Arcilla o lutita	varía	1.8-2.75
Arenisca	2.65 g/cm <sup>3</sup>	1.9-2.65
Caliza	2.71 g/cm <sup>3</sup>	2.2-2.71
Dolomita	2.87 g/cm <sup>3</sup>	2.3-2.87

Las curvas generadas por este registro se grafican en escalas lineales en los carriles II y/o III, la primera, que representa la densidad  $\rho_b$  (RHOB), en escala de 1.95 a 2.95 gr/cm<sup>3</sup>, la segunda, la corrección de la densidad  $\Delta\rho_b$  (DRHO), con escala -0.25 a 0.25 gr/cm<sup>3</sup>, esta es una curva de control de calidad de la densidad, la tercera curva, es la porosidad ( $\phi_b$ ), con escala de 0.45 a -0.15 unidades decimales.

Este registro no es un buen indicador de litología, pero combinado con el registro Neutrón puede ser excelente, también para determinar la compactación de lutitas.

La densidad de las lutitas es frecuentemente indicadora de la edad, las más antiguas son muy densas y por lo tanto más compactas.

La presencia de materia orgánica en lutitas tienen valores de densidad bajos ( $0.50 \text{ gr/cm}^3$  a  $1.80 \text{ gr/cm}^3$ ). Estos efectos pueden determinar el espesor y ser usados para evaluar el origen de las rocas.

Los usos cuantitativos de este registro son: el cálculo de la porosidad y de impedancia acústica.

### 2.6 Resolución y profundidad de investigación

La resolución de los registros geofísicos es definida en forma vertical y va a depender de la herramienta utilizada para la medición (Figura 2.6), esta determina el espesor mínimo que puede medirse individualmente. La mayor resolución se tiene en las herramientas de resistividad (registro de inducción) con 80 cm y la menor de .2 cm, proporcionada por la curva de microlog.



Figura 2.6 Resolución y profundidad de investigación de los registros geofísicos de pozo. (modificado de Torres-Verdin, 2010).

La profundidad de investigación de una herramienta es referida a la distancia horizontal dentro de las formaciones geológicas hasta donde mide las características de la roca, y es mayor cuando la separación de sensores (transmisor-receptor) es grande, cuando hay un patín apoyado en la pared del pozo tiene menos profundidades.

Así para algunas sondas de registros la profundidad de investigación es de sólo 10 cm; para la mayoría es menor a 75 cm y la mayor profundidad en herramientas de inducción es de 240 cm.

La resolución vertical del sónico está en función de la distancia entre detectores y puede ser de 2 pies (61 cm).

La profundidad de investigación del registro de densidad es de aproximadamente 30 cm, similar a su resolución vertical.

## ***2.7 Efectos ambientales***

Las mediciones de los registros se ven afectadas por efectos ambientales, es decir, por irregularidades el agujero perforado, el fluido de perforación y su infiltración en la roca, por lo anterior, es importante realizar correcciones por los efectos de: espesor de capa, diámetro de pozo, espesor de enjarre, densidad del lodo, excentricidad (*stand off*), diámetro de invasión, salinidad, temperatura y presión. Sobre todo si estas afectan considerablemente a las mediciones, es decir, si la relación entre la señal y el efecto de pozo se reduce.

En esta sección se consideran sólo los efectos ambientales (provocados por la perforación y la falta de resolución por el espesor pequeño de la capa) y no los efectos instrumentales (como los errores de sonda o diodos en las herramientas de inducción y el tiempo muerto en las herramientas radiactivas), ni los efectos formacionales (como el efecto de la arcilla, fracturas, gas y Uranio).

### **2.7.1 Potencial natural:**

Los efectos que pueden corregirse son los causados por:

- 1) El diámetro de invasión.- En diámetros de invasión grandes la resistencia al flujo de corriente aumenta y con ello la caída de potencial.



- 
- 2) Espesor de capa.- De igual manera en grandes espesores la resistencia al flujo de corriente disminuye y con ello la caída de potencial. Por lo que está más afectado por espesores de capa pequeños.

Los efectos que no pueden corregirse mediante cartas de corrección son: cable magnetizado, y “ruido” (corrientes telúricas, artificiales o actividad humana) que se induce en el cable.

- 1) Potencial de transmisión.- El aumento en la magnitud de las lecturas del SP ocasionado por el flujo de fluido entre la formación y la perforación se refleja en valores excesivos por el contraste entre la relación de resistividad del filtrado de lodo y la resistividad del agua de formación ( $R_{mf} / R_w$ ), sin embargo rara vez sucede.
- 2) Desviación de la línea base.- El cambio o variación gradual de la línea base del registro son ocasionados por varios factores ambientales o propios del equipo por lo que deben irse reconociendo durante la perforación.

### **2.7.2 Rayos gamma naturales y espectroscopia de rayos gamma naturales:**

Los efectos que pueden corregirse son los causados por:

- 1) Diámetro del agujero y peso del lodo.-ambos disminuye el conteo de rayos gama.

También se ve afectado la calidad de la toma del registro por:

- 2) Centrado de la herramienta.- disminuye las tasas de impulsos detectados.
- 3) Tipo de lodo.- sin son salados aumentan las tasas de conteo de potasio en herramientas espectrales, la barita y lodos densos afectan a todos los tipos de conteo.

- 4) Velocidad del registro.- puede causar variaciones en la respuesta. Con registros adquiridos con velocidades rápidas tienen menos definición que las adquiridas con velocidades más lentas y pierden resolución.

### **2.7.3 Registros de resistividad**

En los microrregistros los efectos que pueden corregirse son los causados por:

- a) Espesor del enjarre.- les afecta más un enjarre grande.

En los registros macro de resistividad los efectos que pueden corregirse son los causados por:

- a) Espesor del intervalo de interés.- Les afectan espesores pequeños y el mayor contraste de resistividad de las capas adyacentes.
- b) Diámetro de pozo.- Les afectan diámetros grandes de pozo, formaciones muy resistivas y/o lodos muy conductores.

Debido a que el registro de inducción realmente mide la conductividad de la formación ( $1/R$ ), los efectos de la precisión se disminuyen en resistividades altas. La respuesta de la medición del registro de inducción estándar se convierte en no viable con resistividades de formación de más de 500 ohm-m.

### **2.7.4 Registro sónico**

Para este registro no se tienen gráficos de correcciones; sin embargo, el equipo se ve afectado por diámetros de pozos grandes, pero las compañías no han determinado como corregirlo o la afectación es tan pequeña que su corrección es insignificante, al igual que con la presencia de fracturas, presencia de gas en el pozo o la centralización inadecuada de la herramienta ya que

pueden producir atenuación de la señal, resultando en valores altos en los ciclos o saltos de las lecturas.

### **2.7.5 Registro de densidad**

Hay una corrección automática, es decir la hace directamente la herramienta, por efecto de enjarre. Esta corrección es la curva DRHO, que se grafica no para hacer la corrección a la curva de densidad, sino como control de calidad. No se debe salir del carril en la escala (-) 0.25 a (+) 0.25 gr/cc, para considerar la curva de densidad con buena lectura.

Sólo hay una corrección ambiental pequeña que le agrega unos cuantos centésimos de gr/cc a la curva de densidad corregida por diámetros de pozo y peso del lodo.

Otros efectos que se consideran pero que no se corrigen son la rugosidad del agujero y lodos de barita. Esto es debido a la placa del detector que pierde contacto con la pared del pozo.

## **2.8 Registros sintéticos**

En caso de que algún pozo no cuente con registros de tiempo de tránsito o de densidad o estén incompletos o que sean de mala calidad, se hace necesario generar registros sintéticos que los suplan, para utilizarlos en el cálculo del gradiente de presión de poro o sobrecarga principalmente, empleando registros originales que se tengan disponibles y cuenten con una cobertura casi total del pozo, empleando diferentes ecuaciones, que emplean correlaciones existentes, como las de Faust y Gardner.

### **2.8.1 Ecuación de Faust**

Faust en 1951 genera una correlación a partir de análisis empíricos entre la velocidad de las ondas acústicas (P y S), la profundidad y el tiempo geológico. Este estudio se basó en un análisis de las

ondas acústicas a través de las rocas como una función de la profundidad de las capas (D) y la edad geológica (T) de las mismas.

Se realizó para secciones de calizas, arenas y lutitas, centrándose especialmente en estas últimas. La relación propuesta finalmente por Faust se expresa en su artículo original como:

$$V = \alpha(DT)^{1/6} \tag{2.1}$$

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, y en 1953, presento una relación matemática adicional, deducida empíricamente a partir de una serie de estudios a varias litologías. La relación propuesta relaciona la velocidad de las ondas P de una formación con parámetros como la resistividad, el tiempo geológico y la profundidad, La expresión original presentada por Faust (1953), se expresaba de la siguiente forma:

$$V = \alpha(DTL)^{1/6} \tag{2.2}$$

Donde L es una sección promedio de lutia y arenisca, la cual es equivalente a  $R_t/T$ . Al remplazar esto en la ecuación 2.2, se genera la ecuación con la cual se han realizado las aplicaciones de esta técnica. La cual se expresa como:

$$V = \alpha(DR_t)^b \tag{2.3}$$

En esta ecuación el valor de la contante empírica  $\alpha$  es de 1948, b equivale a  $1/m$ ; donde m es igual a 6, por lo tanto  $b=0.1667$  y  $R_t$  es la resistividad de la formación o de la zona no invadida por el filtrado de lodo, en ohm-m. El valor de la constante k fue determinado a partir de diferentes pruebas a rocas de diferentes litologías. Cabe mencionar que este análisis fue desarrollado para el caso de formaciones arenosas, lo cual es el primer limitante de este método.

Esta ecuación brinda la oportunidad de generar un registro sísmico sintético mediante el registro de resistividad profunda, por medio de la ecuación 2.4.

$$\Delta t = b_f (Z R t)^{-m} \quad (2.4)$$

Donde  $b_f$  y  $m$  son parámetros conocidos como constante y exponente de Faust y tienen un valor de 110 y .6 respectivamente para la costa del golfo de México. Estos valores fueron determinados en función de un número considerable de mediciones de registros de tiempo de tránsito y resistividad en varias localidades.

Cabe mencionar que los parámetros de Faust se tienen que ajustar de acuerdo a la ubicación de la localización que se vaya a trabajar.

### 2.8.2 Ecuación de Garner

Gardner en 1974, desarrollo una relación empírica, con base en estudios intensivos de litología (en muestras de arenas saturadas por agua) y con características diferentes, tanto en laboratorio como en campo, buscando que la expresión resultante fuera aplicable a otras zonas con características similares.

La ecuación 1.12 y 1.13, relacionan la velocidad de las ondas de compresión y la densidad de la formación y se utiliza para obtener el registro de densidad sintético a partir del registro sísmico.

Donde  $a$  y  $b$  son constantes empíricas, que dependen principalmente de la litología, el valor más común de  $a$  es 0.25 y para  $b$  es 0.23, sin embargo se les puede asignar otro valor otros, siempre y cuando sean calibrados previamente.

La experiencia registrada en la literatura ha mostrado que la relación o algunas modificaciones de esta, se aplican en forma satisfactoria para muchas formaciones sedimentarias alrededor del mundo.

---

Hay ocasiones en las que un pozo solo posee una curva RHOB y ninguna curva sónica. En casos como este, se utiliza la misma ecuación pero de manera inversa o sea se despeja la velocidad, la cual se pasa a tiempo de tránsito ( $\Delta t_{gardner}$ ), la ecuación queda de la siguiente manera:

$$\Delta t_{gardner} = \frac{\left(\frac{25}{\rho r}\right)^4}{140} \quad (2.5)$$

De la cual se puede obtener el registro sónico a partir del registro de densidad.

# Capítulo 3

## *Presión de Poro*

### 3.1 Modelos de presión de Poro

La literatura sobre los modelos para estimar de la presión de poro ha crecido extensamente desde que Hottman y Johnson (1965) la iniciaron. Todos los métodos de estimación de la presión de poro están basados en la propuesta de que la presión de poro está influenciada por propiedades que dependen de la compactación de la lutita tales como porosidad, densidad, velocidad sónica y resistividad. Cualquier registro geofísico que sea sensible a la presión de poro será referido como un indicador de la presión de poro (Bowers, 1999).

Existen dos métodos generales para convertir los indicadores de presión (resistividad, tiempo de tránsito, velocidad, etc.) en estimaciones de presión de poro. Los directos y de esfuerzo efectivo.

#### 3.1.1 Métodos directos

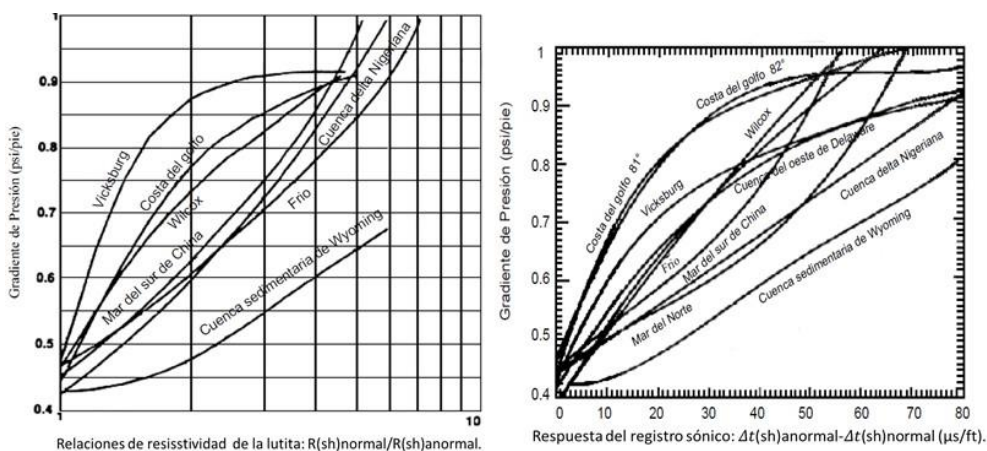


Figura 3.1 Ejemplos de diagramas cruzados (Crossplots) de presión de poro para resistividad y para tiempo de tránsito (Owalabi, 1990).

Estos métodos relacionan cuanto diverge un indicador de presión de poro desde su línea de tendencia normal de compactación respecto al gradiente de presión de poro con la profundidad (Bowers, 1999).

Existen básicamente dos métodos directos: Diagramas Cruzados (Crossplots), iniciado por Hottman y Johnson (1965) y Gráficas de Sobreposición (Overlays), propuestas por Pennebaker (1968), (Figura 3.1 y 3.2).

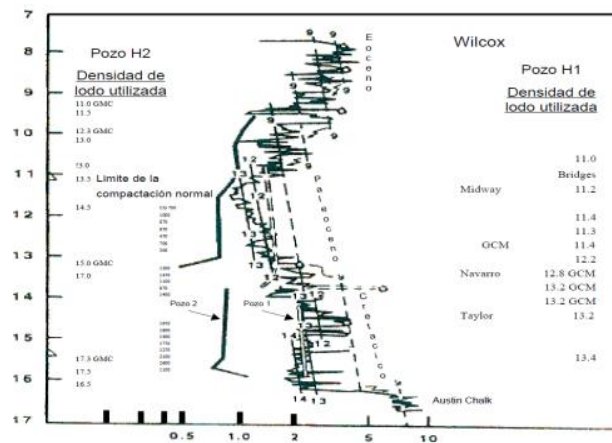


Figura 3.2 Ejemplo de una gráfica de sobreposición (Overlays) con cambio lateral (Gill, 1986).

### 3.1.2 Métodos basados en el esfuerzo efectivo

Los métodos del esfuerzo efectivo, están basados en el principio del esfuerzo efectivo propuesto por Terzaghi (1943), el cual menciona que el esfuerzo efectivo está gobernado por la diferencia entre la sobrecarga y la presión de poro.

La mayoría de los métodos de esfuerzo efectivo consisten de tres pasos, los cuales se mencionan a continuación:

- 1) El esfuerzo vertical efectivo ( $\sigma_v$ ), es estimado con una medición de un indicador de presión de poro.



- 2) El esfuerzo de sobrecarga (S), es determinado midiendo o estimando la densidad de la formación.
- 3) La presión del fluido en los poros (Pp) se obtiene con la diferencia de los puntos anteriores.

Los métodos del esfuerzo efectivo se pueden subdividir en métodos verticales y horizontales.

### 3.1.2.1 Métodos Verticales.

Los métodos verticales parten del principio de que las formaciones normalmente compactadas y sobrepresionadas siguen la misma relación de compactación como una función del esfuerzo efectivo, en otras palabras, tiene velocidades idénticas y por lo tanto iguales esfuerzos efectivos.

Estos métodos calculan el esfuerzo efectivo del punto de interés (punto B) a partir de datos del esfuerzo normal obtenido a partir de la tendencia normal de compactación (punto A), este punto es ubicado al proyectar de forma vertical ascendente en el punto B. (Figura 3.3).

Sin embargo las formaciones normalmente presionadas y sobrepresionadas, no siempre siguen la misma relación de esfuerzo vertical efectivo. Por lo cual este método puede bajo estimar la presión de poro de manera significativa.

### 3.1.2.2 Métodos Horizontales.

Los métodos horizontales, como el método de Eaton (1975), calculan el esfuerzo efectivo de datos de la tendencia normal a la misma profundidad del punto de interés respecto a la profundidad de interés (punto B).

Estos métodos calculan el valor de esfuerzo efectivo anormal ( $\sigma_{an}$ ) a partir de la determinación del esfuerzo efectivo normal ( $\sigma_n$ ) a la profundidad de interés (punto B) y de la divergencia que existe

entre las propiedades sensibles a la compactación (resistividad, velocidad, tiempo de tránsito, conductividad).

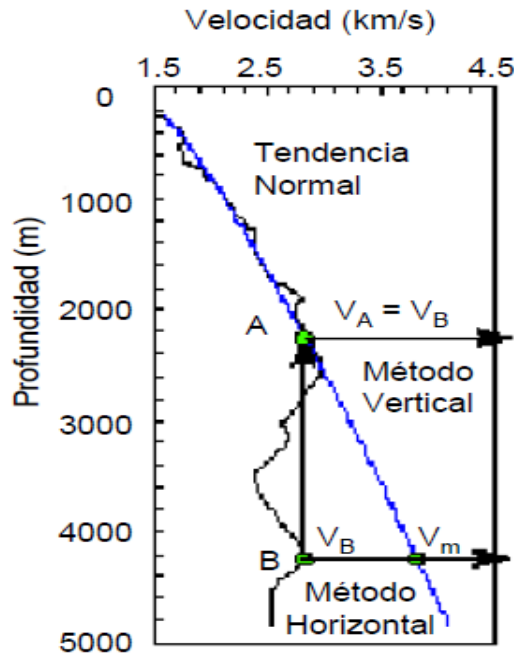


Figura 3.3 Método vertical y horizontal para la estimación de la presión de poro. Los métodos verticales utiliza el dato de la tendencia normal con el mismo valor del indicador de presión de poro a la profundidad de interés (Punto A). Los métodos horizontales utiliza el dato de la tendencia normal a la misma profundidad (Bowers, 1999).

### 3.2 Modelo de Eaton

El modelo de Eaton (1975) establece una igualdad entre el esfuerzo efectivo observado ( $\sigma_o$ ) y el esfuerzo efectivo normal ( $\sigma_n$ ) afectado por una divergencia, la cual se define como la razón entre las propiedades petrofísicas observadas o medidas y las definidas por la tendencia de compactación normal; es decir para el caso de la porosidad ( $\phi_n/\phi_o$ ), para la resistividad ( $R_o/R_n$ ), para el tiempo de tránsito ( $\Delta T_n/\Delta T_o$ ), para el caso de la conductividad ( $C_n/C_o$ ), para la densidad de la roca ( $\rho_n/\rho_o$ ) y para la velocidad de la onda sísmica ( $V_{po}/V_{pn}$ ). Estas elevadas a un exponente  $\alpha$  el cual tienen valores de 1.2 para los perfiles de resistividad y 3 para los perfiles sísmicos, estos datos son resultados de estudios realizados en el Golfo de México.

El método original de Eaton (1975) consiste de las siguientes cinco ecuaciones:

Velocidad Sónica (V):

$$\sigma_{an} = \sigma_n \left( \frac{V_o}{V_n} \right)^3 \quad (3.1)$$

Tiempo de Transito ( $\Delta t$ ):

$$\sigma_{an} = \sigma_n \left( \frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^3 \quad (3.2)$$

Resistividad (R):

$$\sigma_{an} = \sigma_n \left( \frac{R_o}{R_n} \right)^{1.2} \quad (3.3)$$

Conductividad (C):

$$\sigma_{an} = \sigma_n \left( \frac{C_n}{C_o} \right)^{1.2} \quad (3.4)$$

Exponente dc:

$$\sigma_{an} = \sigma_n \left( \frac{dc_o}{dc_n} \right)^{1.2} \quad (3.5)$$

Donde, el subíndice “n” denota el valor de la línea de tendencia normal y “o” el valor observado en la curva del registro, ambas a la misma profundidad de interés.

La presión de poro para resistividad se puede ser determinada con la siguiente ecuación:

$$Pp_{an} = S - \left[ (S - Pp_n) \times \left( \frac{R_o}{R_n} \right)^{1.2} \right] \quad (3.6)$$

Convirtiendo la ecuación 3.6 en gradiente, tenemos:

$$\frac{P_{an}}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \left( \frac{S}{Z} - \frac{Pp_n}{Z} \right) \times \left( \frac{R_o}{R_n} \right)^{1.2} \right] \quad (3.7)$$

La presión de poro para tiempo de transito se puede ser determinada con:

$$Pp_{an} = S - \left[ (S - Pp_n) \times \left( \frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^3 \right] \quad (3.8)$$

Convirtiendo la ecuación 3.8 en gradiente, tenemos:

$$\frac{P_{an}}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \left( \frac{S}{Z} - \frac{Pp_n}{Z} \right) \times \left( \frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^3 \right] \quad (3.9)$$

### ***3.3 Tendencia de compactación normal***

Para determinar los valores normales de la ecuación de Eaton se tienen que establecer una tendencia normal de compactación (TNC) la cual se puede definir a partir de métodos matemáticos o de manera gráfica.

#### **3.3.1 Método grafico**

Para la creación de esta tendencia normal de compactación de manera gráfica se deben graficar los registros representativos de presiones anormales (tiempo de tránsito o de resistividad) en graficas logarítmicas, distinguir una tendencia entre todos los puntos que conforman el registro, obviamente los puntos que se alejen de dicha tendencia constituirán las zonas con presión anormal, identificando aquellos datos superficiales que la representen, trazar una línea recta mediante el ajuste correspondiente, es decir, se deben tomar aquellos datos de la zona de transición depresión

normal a anormal en la superficie. La pendiente de esta tendencia estará en función de los datos tomados en superficie.

**3.3.2 Método matemático**

Pero existen métodos más analíticos, los cuales pueden relacionar el esfuerzo efectivo normal con la velocidad sónica y la resistividad en una tendencia de compactación.

**3.3.2.1 Tendencia de compactación de la velocidad sónica**

Hottman y Johnson (1965) asumieron que la tendencia normal para tiempo de tránsito podría ser representada por una línea recta semilogarítmica. Esta suposición continúa siendo una práctica estándar en la industria.

Una línea recta semilogarítmica implica que el tiempo de tránsito satisface una ecuación de la siguiente forma:

$$\text{Log} (\Delta t) = A - B * D; \quad \Delta t = 10^A 10^{(-B*D)} \tag{3.10}$$

Las relaciones de esfuerzo efectivo correspondientes son:

$$\text{Log} (\Delta t) = A - B * \sigma_v; \quad \Delta t = a 10^{(-B*\sigma_v)} \tag{3.11}$$

$$\text{Log} (V) = A + B * \sigma_v; \quad V = a 10^{(B*\sigma_v)} \tag{3.12}$$

Donde A y B son parámetros de calibración que dependerán de la línea de tendencia normal.

Otras ecuaciones de esfuerzo efectivo y velocidad son mostradas a continuación:

**Bellotti y Giacca (1978):**

$$V = V_{min} + \frac{V_{max} * \sigma_v}{(A * \sigma_v + B)} \tag{3.13}$$

**Hart, Flemings, y Dishpande (1995):**

$$V = V_{max} (1 - \phi_o * e^{-\eta \sigma_v})^X \tag{3.14}$$

**Bowers (1995):**

$$V = V_o + A \sigma_v^B \tag{3.15}$$

**Hamouz y Mueller (1984):**

$$\text{Log} (\Delta t - \Delta t_{max}) = A - B * \sigma_v; \quad \Delta t - \Delta t_{max} = a * 10^{(-B * \sigma_v)} \tag{3.16}$$

**3.3.2.2 Tendencia de Compactación de Resistividad**

El método de la línea recta semilogarítmica es también utilizado para graficar la tendencia normal de la resistividad y es representada de la siguiente manera:

$$\text{Log} (R) = A + B * D; \quad R = a * 10^{(B * D)} \tag{3.17}$$

o en términos del esfuerzo efectivo:

$$\text{Log} (R) = A + B * \sigma_v; \quad R = a * 10^{(B * \sigma_v)} \tag{3.18}$$

Foster y Whalen (1966) discutieron como la relación de esfuerzo efectivo y porosidad de Athy (Ecuación 1.8) y la ecuación del factor de la formación de Archie  $F = R/R_w = a \phi^{-m}$  pueden ser combinados para derivar una relación semilogarítmica de la siguiente forma:

$$\text{Log}(F) = A + B * \sigma_v; \quad F = A * 10^{(B * \sigma_v)} \quad (3.19)$$

La ecuación 3.25 corresponde a la siguiente relación de esfuerzo efectivo y resistividad:

$$\text{Log}(R) = \text{log}(R_w) + A + B * \sigma_v; \quad R = R_w B 10^{(B * \sigma_v)} \quad (3.20)$$

La ecuación 3.26 indica que la línea de la tendencia normal para la resistividad solamente cumplirá con una relación semilogarítmica si  $R_w$  permanece constante. La curvatura en el perfil de  $\text{log}(R_w)$  contra profundidad representará una curvatura en la línea de tendencia  $\text{Log}(R_n)$ .

Idealmente, los cambios de temperatura y salinidad podrían ser considerados. Al menos, si se dispone de los datos de temperatura en el fondo del agujero, una de las siguientes ecuaciones puede ser utilizada para compensar los cambios de temperatura (Traugott, 1997).

**Relación de Arps:**

$$R_{ref} = R \frac{(T+6.67)}{(T_{ref}+6.67)} \quad (3.21)$$

**Relación de Exxon:**

$$R_{ref} = R \frac{(T-6)}{(T_{ref}-6)} \quad (3.22)$$

Donde R es la resistividad y T la temperatura medida (real), y  $R_{ref}$  es el valor de resistividad que se puede tener a la temperatura de referencia ( $T_{ref}$ ).

En la Figura 3.6 se comparan los datos de resistividad compensada por temperatura calculado con las ecuaciones 3.28 y 3.29, y los datos sin compensar. Se puede ver que realmente no importa si la

ecuación 3.28 o 3.29 se utilizan para la compensación de la temperatura. Ambas hacen más fácil la identificación de la línea de tendencia normal.

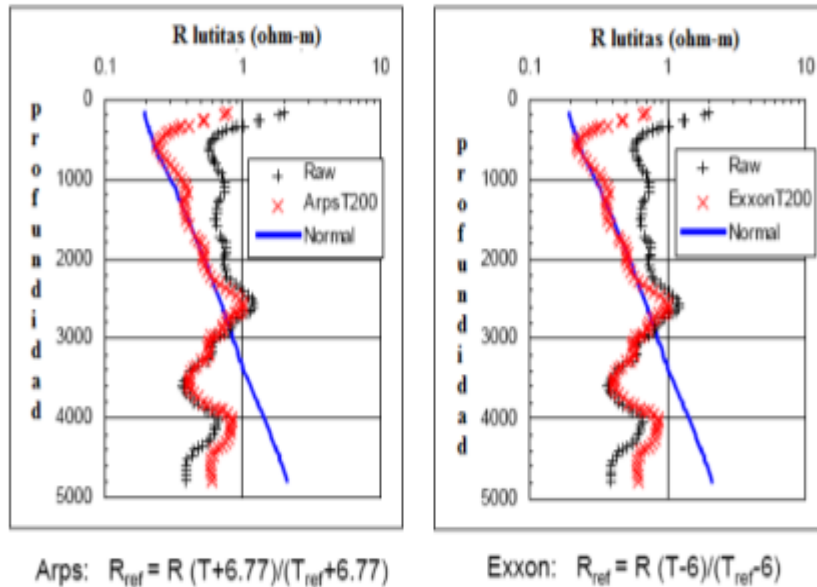


Figura 3.4 La resistividad compensada por la temperatura (Bowers, 1999).

### 3.3.2.3 Modelos exponenciales

Los modelos que describen la tendencia de compactación normal de forma exponencial para la resistividad y tiempo de transito se muestran a continuación (López-Solís, 2006).

$$R_n = R_o e^{(Z*c)} \tag{4.7}$$

$$\Delta t_n = \Delta T_o e^{(Z*-c)} \tag{4.8}$$

### 3.3.3 Teorías de comportamiento

#### 3.3.3.1 Teoría de Pennebaker

Pennebaker (1968) desarrollo una correlación (A-A'), Figura 3.4, en el sur de Texas para demostrar la variabilidad de las tendencias de compactación normal. El autor planteo que debido a que las



rocas en el continente son “más compactas” que en la costa, el tiempo de tránsito en la superficie del continente es mayor que el medido en el fondo marino; y que además, la pendiente de las tendencias es la misma a lo largo de la correlación (Figura 3.5).

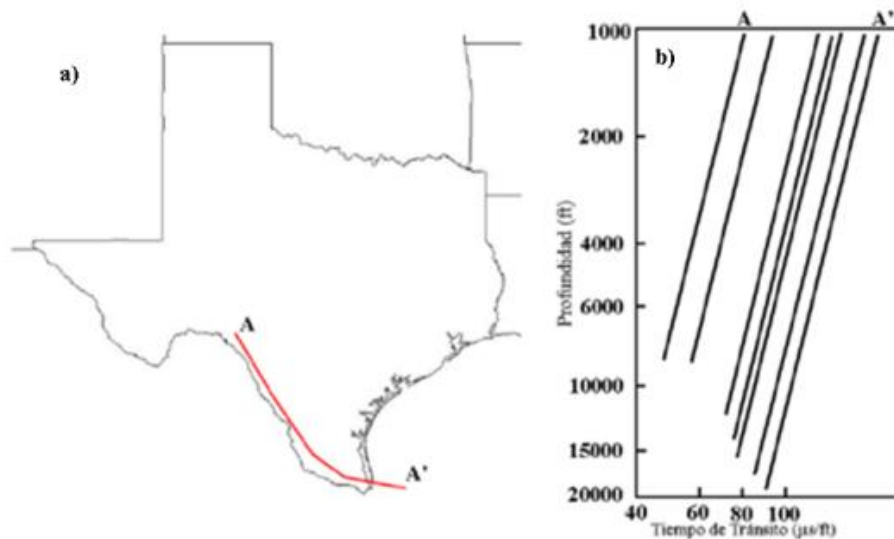


Figura. 3.5 Comportamiento de la tendencia normal de compactación (Velázquez, 2014).

### 3.3.3.2 Teoría de Magara

Magara (1976) desarrollo un estudio donde supuso que el valor normal del tiempo de tránsito al nivel del terreno era fijo y la única variación de la tendencia normal de compactación dependía de la pendiente de la misma. Es decir estaba en función del nivel de compactación que se tuviera en la zona de estudio. Para velocidades de sedimentación altas, pendientes más verticales y para valores de sedimentación bajas pendientes más horizontales (Figura 3.6 C).

Si la velocidad de sedimentación es alta, el sepultamiento es mayor con respecto a la capacidad de los sedimentos de expulsar fluidos, lo que ocasiona atrapamientos por reducción de la permeabilidad, originando sobrepresiones y menor compactación, es decir, mayor porosidad (Figura 3.6 B).

Si la sedimentación es lenta, permite que los fluidos escapen y los granos de los sedimentos se acomoden, evitando que se generen presiones anormales y haya una reducción en la porosidad conforme se incrementa el sepultamiento (Figura 3.6 A).

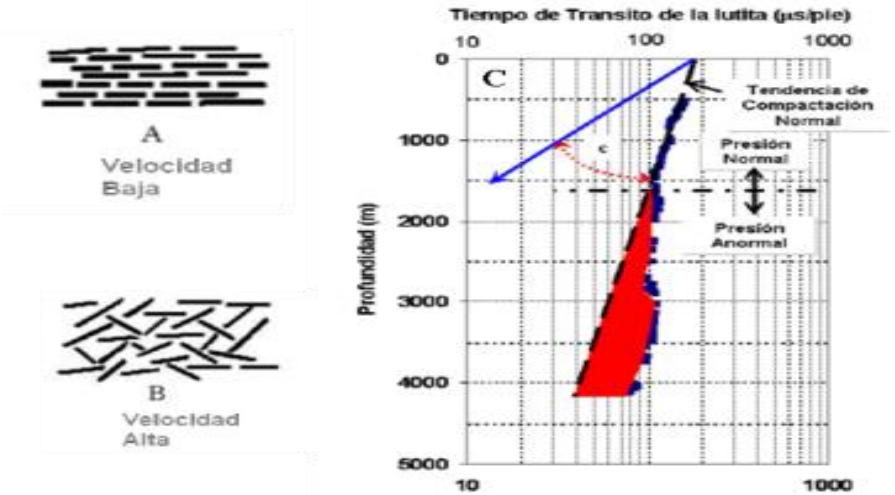


Figura 3.6 En A y B se representan gráficamente la velocidad la compactación baja y alta respectivamente, en C La variación grafica del ángulo c de la tendencia normal de compactación (Velázquez, 2014).

---

# Capítulo 4

## *Modelo de compactación*

El análisis de la presión de poro anormal no es un tema nuevo, ya que se ha estudiado desde hace más de 50 años, sin embargo, en la actualidad sigue siendo un importante tema de estudio, por lo cual se ha migrado a desarrollar modelos más locales, focalizados principalmente en la predicción de los perfiles de presión presentes en el subsuelo de los campos que se van a desarrollar.

Los principales modelos de predicción de la presión de poro reportados en la literatura se basan en el comportamiento normal de las propiedades que dependen de la compactación, de aquí la importancia de tener una tendencia normal de compactación de buena calidad, para el uso de estos modelos.

Para resolver el problema de la falta de definición del comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos, se plantea realizar un modelo que la describa y nos permita definir con mayor certidumbre el pronóstico de la presión de poro.

### ***4.1 Metodología de Trabajo***

La metodología que se siguió para la creación del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación se muestra en la Figura 5.1. Cada paso de la metodología permitió desarrollar el modelo de tendencia normal de compactación. Que finalmente describe el comportamiento de la misma en la Cuenca de Burgos.

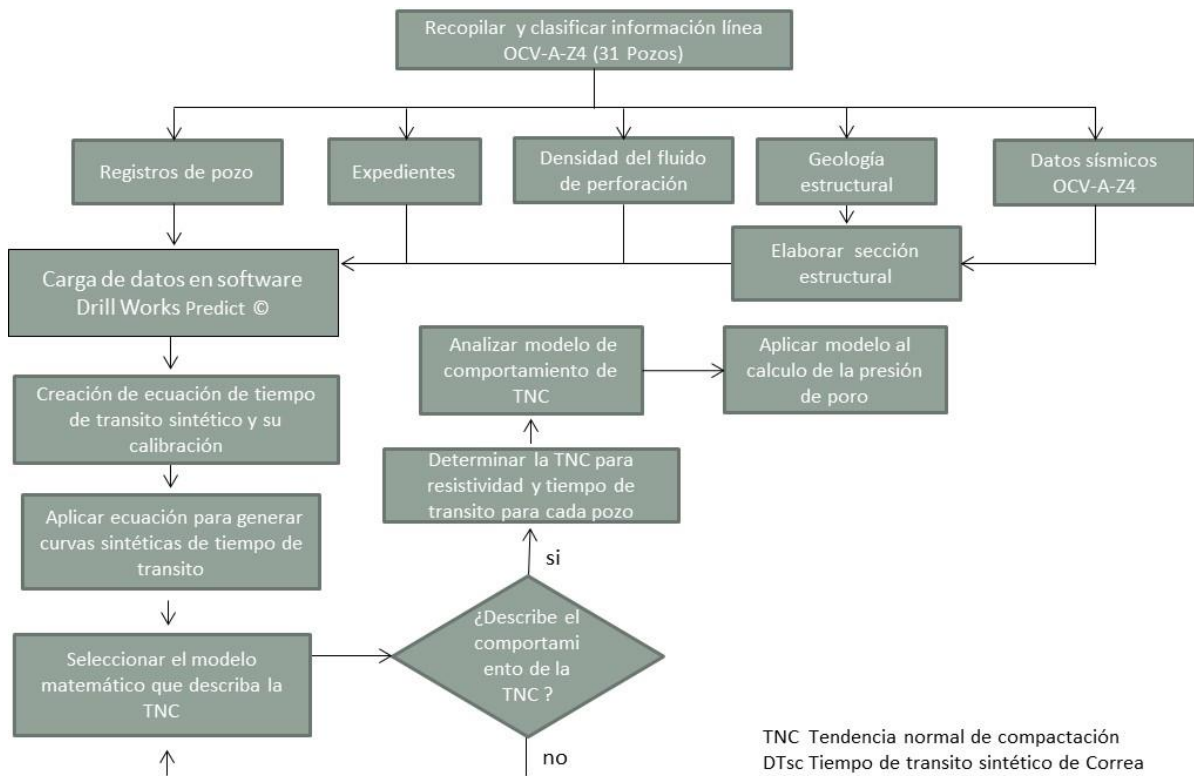


Figura 4.1 Diagrama de flujo de la metodología del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación.

## 4.2 Ubicación de pozos de estudio

En la cuenca se han perforado una gran cantidad de pozos, por lo que para establecer un conjunto de pozos que permitiera el estudio del comportamiento de la (TNC) no fue fácil, sin embargo, se decidió utilizar una línea sísmica existente en la cuenca de Burgos y con esta base, ubicar los pozos más próximos a ella.

La línea OCV-Z4-A está integrada por 31 pozos, los cuales fueron seleccionados de todos los pozos perforados alrededor de la misma, principalmente por su cercanía y por qué eran pozos exploratorios, los cuales fueron perforados entre los años de 1954 y 2014, con profundidades que van de 1500 a 6224 m, dichos pozos se encuentran enlistados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Datos básicos de los pozos a lo largo de la línea OCV-Z4-A.

Pozo	Trayectoria	Inicio Perforación	Municipio	Profundidad (m.d.b.m.r.)
A	Vertical	17/06/2012	Golfo de Mexico	6224
B	Vertical	19/08/2005	Golfo de Mexico	5200
C	Vertical	14/01/1967	Matamoros	3500
D	Vertical	01/06/1980	Matamoros	3000
E	Vertical	18/05/1967	Matamoros	3200
F	Vertical	11/06/1989	Matamoros	2807
G	Vertical	22/05/1959	Matamoros	3000
H	Vertical	03/10/1968	Matamoros	3500
I	Vertical	05/11/1968	Matamoros	3500
J	Vertical	24/07/2004	Valle Hermoso	3405
K	Vertical	02/03/1965	Río Bravo	3200
L	Vertical	25/08/1965	Río Bravo	3000
M	Vertical	14/04/1954	Reynosa	3000
N	Vertical	03/11/2005	Reynosa	2600
Ñ	Direccional	21/11/2005	Reynosa	2054
O	Vertical	21/05/1968	Reynosa	3980

Pozo	Trayectoria	Inicio Perforación	Municipio	Profundidad (m.d.b.m.r.)
P	Vertical	29/06/1967	Reynosa	4000
Q	Direccional	23/09/2014	Reynosa	4205
R	Vertical	19/04/1968	Reynosa	4000
S	Direccional	18/05/2011	Reynosa	1974
T	Vertical	27/03/2001	Reynosa	3590
U	Direccional	30/07/1959	Reynosa	2940
V	Vertical	01/06/2010	General Bravo	4150
W	Vertical	05/10/1979	General Bravo	3000
X	Vertical	19/04/2004	General Bravo	1505
Y	Vertical	01/03/1959	General Bravo	3000
Z	Vertical	19/10/2003	China	2203
Z1	Vertical	10/11/2001	China	3000
Z2	Vertical	30/06/2007	China	2306
Z3	Direccional	17/12/2009	China	3264
Z4	Vertical	02/04/1981	China	2600

De los pozos seleccionados, 30 pozos pertenecen a la cuenca de Burgos y uno a la cuenca petrolera del Golfo de México, solo dos pozos son marinos. El pozo A, pertenece a la provincia de Cinturón Plegado Perdido, y el B a la cuenca de Burgos.

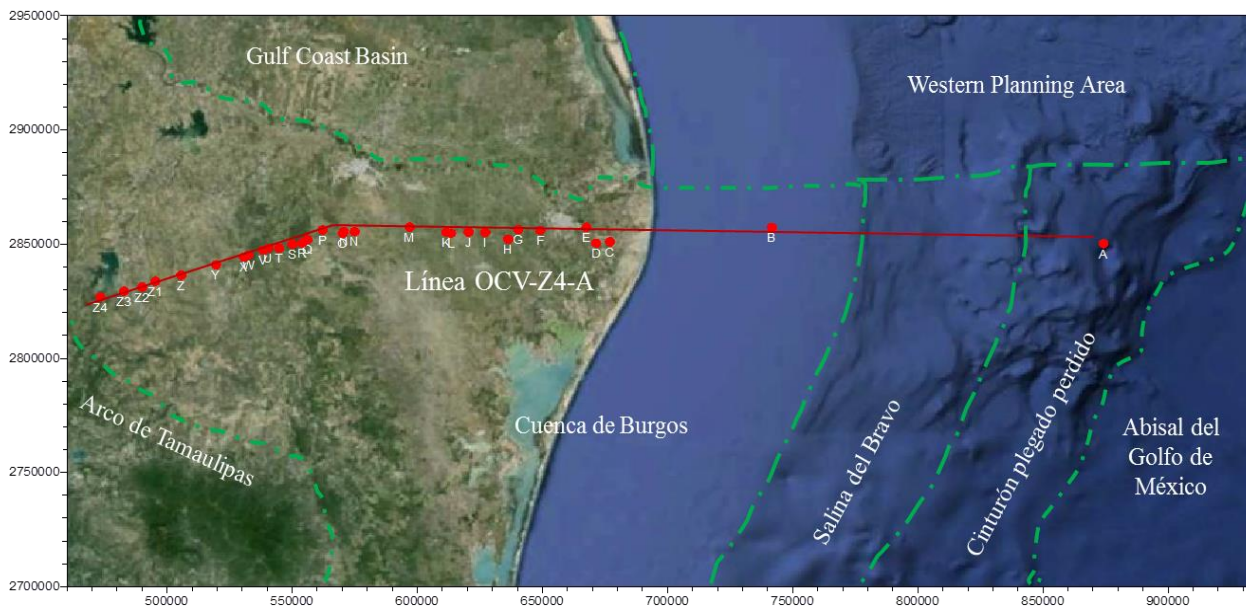


Figura 4.2 Línea OCV-Z4-A, comprendida entre las cuencas de Burgos, Salina del Bravo y Cinturón Plegado Perdido.

La línea OCV-Z4-A se encuentra ubicada geográficamente en la parte noreste de la República Mexicana, se extiende a través de los estados de Nuevo León y Tamaulipas, así como en aguas territoriales del Golfo de México y cuenta con una longitud de 400.98 km. Esta línea atraviesa la

---

cuenca de Burgos, la provincia de Salina del Bravo (SB) y la provincia del Cinturón Plegado Perdido (CPP), estas últimas localizadas en aguas profundas del Golfo de México, con tirantes que van de 500 a 2500 m y de más de 2000 a 3500 m respectivamente, en sentido este a oeste (Figura 5.2).

### ***4.3 Información obtenida para el análisis***

De los pozos seleccionados se recabo y clasifíco información con el objetivo de poder determinar con que información se contaba. Esto arrojo como resultado que se tenían varias carencias, las cuales se clasifíco en dos grupos:

- Información geológica
  - Sección estructural
  - Cimas formacionales no depuradas
  
- Información de registros geofísicos
  - Registros seccionados (sin editar)
  - Registros incompletos
  - Falta de curvas de tiempo de tránsito y densidad

Por lo antes mencionado, se tuvo que resolver estas problemáticas, antes de generar el modelo para describir la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos.

#### **4.3.1 Creación de sección estructural**

Para resolver el primer grupo, referente a la información geológica, se elaboró una sección estructural que representara la línea OCV-Z4-A y a su vez permitiera depurar las cimas geológicas.

El problema a resolver consistió en que para cada pozo había una interpretación geológica, según cada intérprete geólogo.

El problema de la definición de las cimas de los contactos geológicos se resolvió mediante la creación de una sección estructural tomando como referencia los pozos U y V, cuyas cimas formacionales estaban bien definidas y por el amplio conocimiento que se tiene de este campo. De estos pozos se interpretaron sus marcas eléctricas en dirección E-W y W-E, de esta forma se fue orientando y depurando las cimas geológicas de los otros pozos, a través de marcas eléctricas.

Para complementar la correlación geológica, además de los pozos U y V utilizados como referencia, también se usan los pozos mostrados en la Tabla 4.2. Esto debido a que en el la cuenca de Burgos afloran varias épocas geológicas.

*Tabla 4.2 Pozos de correlación utilizados para la sección geológica.*

Pozo	Época
A	Fondo Marino (F.M.)
B	
E	Plioceno Superior (P.S.)
H	Plioceno Inferior (P.I.)
K	Mioceno Superior (M.S.)
P	Mioceno Medio (M.M.)
Y	Oligoceno Superior (O.S.)
Z	Oligoceno Inferior (O.I.)
Z4	Eoceno (E)

Una vez concluida la correlación, dio como resultado una sección estructural congruente con las secciones regionales que se tienen de la cuenca (Figura 4.3). Cabe mencionar que esta sección estructural no está exenta de mejorías.

La información de las cimas formacionales ya depuradas se cargó en el software Drill Works Predict © (Figura 4.4).

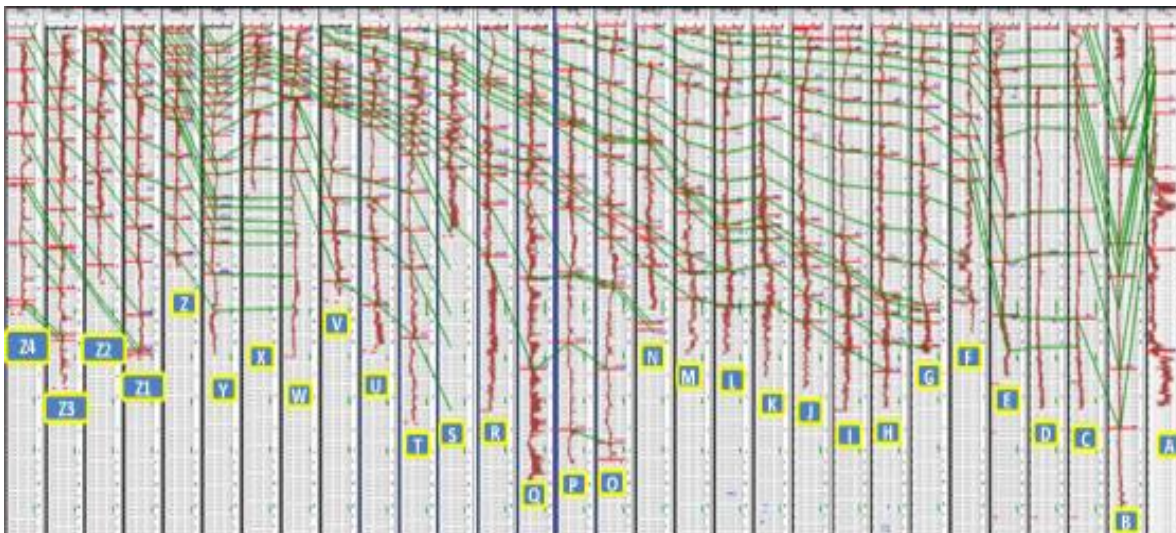


Figura 4.3 Sección estructural generada para la línea OCV-Z4-A.

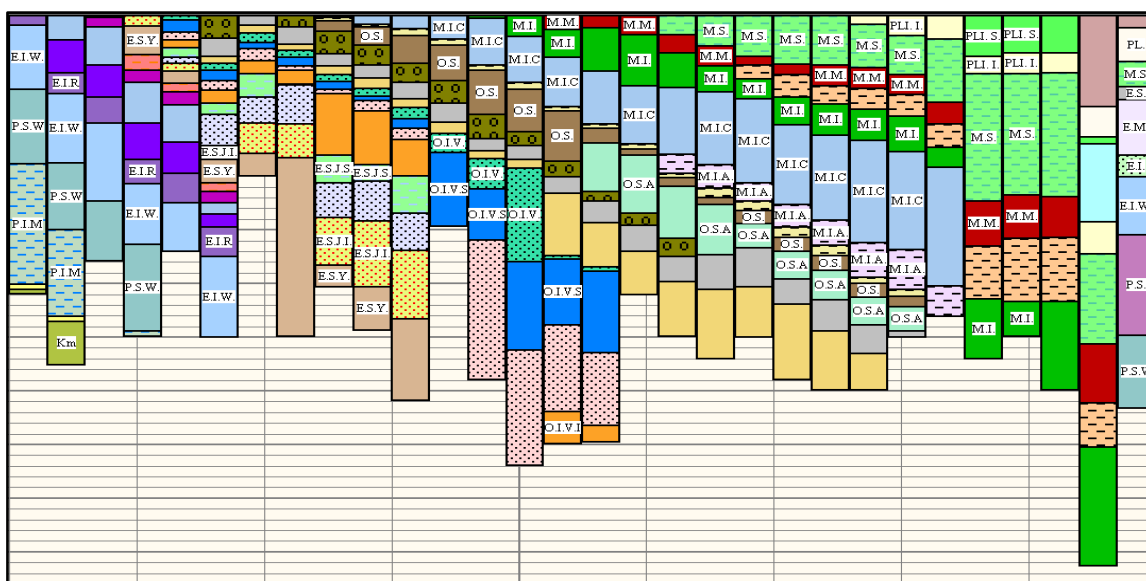


Figura 4.4 Sección estructural de la línea OCV\_Z4-A, elaborada en Predict.

### 4.3.2 Corrección de registros eléctricos

Al verificar los archivos en formato “.LAS”, con el objetivo de comprobar si las curvas de los registros se encontraban completas, se observó que en algunos pozos no estaban editadas, es decir se mostraban en secciones correspondientes a los intervalos de perforación de cada pozo, y que en



unos pozos no tomaron registros en la primera etapa, tanto en registros de tiempo de tránsito y resistividad. Por lo cual se procedió a su corrección.

**4.3.2.1 Registros seccionados sin editar**

Para corregir los registros con curvas por etapa de perforación se utilizó software Drill Works Predict © y su función *compisite*.

En la Tabla 4.3 se muestran los pozos y registros de resistividad (RES), tiempo de tránsito (DT), rayos gamma (GR) y potencial espontaneo (SP) a los cuales se les aplico la edición por medio de la función *composite* del software Drill Works Predict ©. Esto con el objetivo de poder utilizarlos de forma rápida y óptima en la elaboración del modelo.

*Tabla 4.3 Pozos a los que se les editó registros con la función composite.*

Registros editados				
Pozo	RES (ohm-m)	DT (µs/ft)	GR (GAPI)	SP (mv)
A		X	X	
B	X		X	
C	X	X		
D	X			
K	X			X
M	X			
N	X			
Ñ	X			
P	X			
Q	X			
R	X	X	X	
S	X			
T	X			
U	X			
V	X			
Z	X			
Z4	X	X		

**4.3.2.2 Registros incompletos**

Para el desarrollo de este proyecto se procuró que todas las curvas de resistividad estuvieran lo más completas posibles. En el caso de los pozos D, N, Ñ, P, Q, S, T, U, V, Z y Z4, los cuales no contaban con curvas de resistividad en la parte superficial o primera etapa, se analizó la forma de

completarlas con registros de pozos de correlación de la misma línea. El planteamiento de corrección se basó principalmente en las cimas formacionales y los cambios eléctricos de las curvas ya establecidas previamente.

Para lograr lo antes expuesto, se empleó la aplicación *Top Table*, del software Drill Works Predict ©, que permite expandir o contraer un registro en función de las cimas formacionales o marcas eléctricas relevantes.

Para usar la aplicación de *Top Table*, se debe elaborar una tabla con datos de profundidad de cimas formacionales o marcas eléctricas relevantes del pozo de referencia y del pozo del proyecto.

Teniendo la curva generada con la función del *Top Table* se utilizó la función *composite*, entre esta curva y el registro incompleto. Este procedimiento se aplicó a cada pozo mencionado anteriormente.

#### **4.3.2.3 Falta de curvas de tiempo de tránsito y densidad**

Como se muestra en la Tabla 4.4 no se cuenta con todas las curvas de tiempo de tránsito y densidad de los pozos en estudio, esto se debe principalmente a que la mayoría de los pozos fueron perforados entre los años 50 y 90, en estos años en la cuenca de Burgos no se tenía ningún interés en tomar estos registros fuera de la etapa que contiene el yacimiento o en algunos casos no se tomaron por no encontrar yacimientos productores.

Por lo cual para suplir la falta de curvas de tiempo de tránsito y densidad se elaboraron curvas sintéticas a partir de las curvas de resistividad. Que son las curvas que tienen todos los pozos, ya con cobertura de todo el pozo.

#### 4.4 Modelo de tiempo de transito sintético y su calibración

Para el desarrollo del modelo de tendencia normal de compactación es fundamental contar con curvas de tiempo de tránsito (DT) en todos los pozos en estudio. Debido a que no en todos los pozos se contaban con curvas de tiempo de tránsito, se utilizó el modelo de Faust (1953), sin embargo, no replicaba la curva del tiempo de tránsito en los primeros metros de profundidad, por lo cual se desarrolló empíricamente un modelo que replicaba completamente el tiempo de tránsito.

El modelo de tiempo de transito sintético de Correa (DTsc) surge del planteamiento y análisis de cuatro modelos, los cuales se describen a continuación.

##### 4.4.1 Modelo exponencial de resistividad

El análisis se realizó modificando la curva de resistividad, del pozo W, colocándole un exponente  $m$ , logrando con esto solo expandir o contraer la curva de resistividad manera horizontal en toda su longitud como una función de  $m$  (Figura 4.4a). Este modelo se basa en la ecuación exponencial propuesta por Michael Stifel (1544).

$$M_{er} = Rt^m \tag{4.1}$$

Dónde:  $M_{er}$  modelo exponencial de resistividad,  $Rt$  es la curva de resistividad y  $m$  parámetro de ajuste de resistividad.

##### 4.4.2 Modelo derivado de Faust

También se analizó el producto entre el modelo exponencial de resistividad y la profundidad ( $D$ ), lo que da como resultado que la curva de resistividad se modifique en su parte superficial y siga una tendencia exponencial, pero con valores demasiado altos, que van desde de 100 a 7000 ohm-m, (Figura 4.4b). Esto con el antecedente de la ecuación de Faust (2.3), en la cual, el multiplica la resistividad por la profundidad.

$$M_{df} = M_{er} \times D \tag{4.2}$$

Dónde  $M_{df}$  modelo derivado de faust,  $M_{er}$  es el modelo exponencial de resistividad y D la profundidad.

#### 4.4.3 Modelo de ajuste

Para desplazar de forma horizontal la curva generada por el modelo derivado de Faust y ajustarla a la curva de tiempo de transito original del pozo W, se introdujo un parámetro llamada b, formando el producto del parámetro b por el modelo derivado de Faust.

$$M_a = b \times M_{df} \tag{4.3}$$

Donde  $M_a$  es el modelo de ajuste, b es un factor de calibración y  $M_{df}$  es el modelo derivado de Faust.

En la Figura 4.4c se muestran tres curvas originadas por el modelo de ajuste, la primera curva ubicada a la izquierda de la pista (color azul), usa un valor de b de 110, la segunda, al centro de la pista (color rojo), emplea un valor de b de 1 y la tercera, a la derecha de la pista (color azul), usa un valor de b de 0.110. Por lo que se puede concluir que con la introducción del parámetro b, se logró el objetivo buscado.

#### 4.4.4 Modelo de ley de potencias modificado para profundidad

Con el objeto de poder calibrar de forma más precisa la curva resultante del modelo de ajuste, se analizó la estructura matemática de la ley de potencias modificada, empleada en el análisis del fluido de perforación, descrita por Herschel Bulkley (1926), la cual matemáticamente se expresa de la siguiente forma:

$$A = \beta + kX^c \tag{4.4}$$

Donde  $k$  es la constante de proporcionalidad,  $c$  el exponente de la potencia y  $\beta$  la ordenada al origen.

Esta ecuación arroja como resultado una curva potencial, cuando se introducen en el parámetro  $X$  valores de profundidad de un pozo la cual es ajustada con los parámetros  $k$  y  $c$ , y con el parámetro  $\beta$ , se puede ajustar su posición de forma horizontal (Figura 4.4d).

Ahora, se planteó hacer  $X = M_a$  en la ecuación de ley de potencias modificado, nos queda de la siguiente forma:

$$DTsc = \beta + k(b * Rt^m * D)^c \tag{4.5}$$

Donde  $\beta$  es la ordenada al origen,  $k$  es la constante de proporcionalidad,  $c$  el exponente de la potencia,  $b$  variable de calibración,  $Rt^m$  es modelo exponencial de resistividad y  $D$  la profundidad.

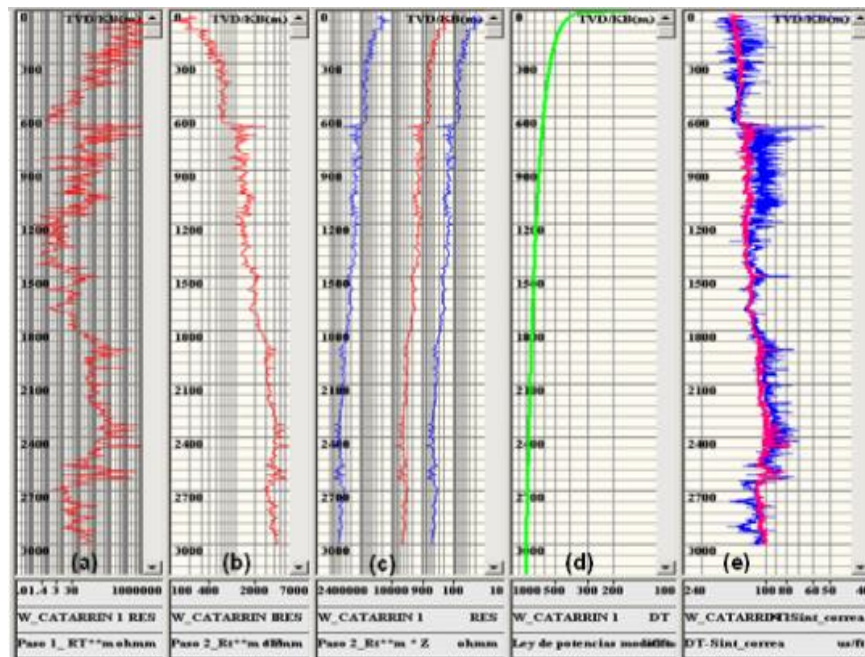


Figura 4.5 a) Modelo exponencial de resistividad ( $Rt^m$ ), b) Modelo derivado de Faust ( $Rt^m \cdot xZ$ ), c) Modelo de ajuste ( $Rt^m \cdot Dx$ ), d) Modelo de ley de potencias modificado para profundidad, e) Calibración de la curva resultante de la ecuación 4.5 (color rosa) con respecto al tiempo de transito de el pozo W (color azul).

En la Figura 4.4e se observa la comparación de la curva calculada con la ecuación 4.5 (color rosa) y el registro de tiempo de transito del pozo W (color azul), este cálculo arrojó los valores  $\beta$ , b, m, c y k de 170, 200, .88, .305 y -1 respectivamente.

**4.4.5 Calibración del modelo DTsc**

La ecuación 4.5 así como sus parámetros iniciales se aplicaron a todos los pozos en estudio que contaban con curva de tiempo de transito con el objetivo de determinar un patrón en los valores de los parámetros  $\beta$ , b, m, c y k.

Se inició introduciendo los valores obtenidos en el pozo W, de forma inicial, posteriormente se ajustaron estos valores a los requerimientos de las curvas de tiempo de tránsito de los pozos utilizados para calibrar el modelo.

En la Tabla 4.4 se muestran los valores obtenidos de los parámetros que conforman la ecuación 4.5, en ella se aprecia que los parámetros k, b y m, se pueden mantener como constantes dentro de la ecuación, dejando a  $\beta$  y c como únicas variables de esta ecuación. También se puede observar que los valores de  $\beta$  y c parecen seguir un patrón que están en función de las época geológicas que afloran en la cuenca de Burgos, a excepción de los valores marcados en los recuadros grises, los cuales no siguen la tendencia del valor de cada época geológica.

Derivado del comportamiento de las variables k, b y m, se optó dejar como constantes los valores de -1 para k, de 200 para b, y de 0.88 para m, quedando la ecuación de la siguiente forma.

$$DTsc = \beta - 1(200 * Rt^{.88} * D)^c \tag{4.6}$$

En la Figura 4.6 se realiza un comparativo de la las curvas resultantes de la aplicación de la ecuación de Faust, en color verde, y DTsc, en color azul, con respecto al tiempo de transito del pozo W. Se observa que la curva originada con la ecuación de Faust se separa a 660 m de la de tiempo de tránsito en la parte superior, mientras la curva generada con la ecuación 4.6 sigue la

tendencia de la curva de tiempo de tránsito tomada en el pozo lo que nos permite generar una réplica de la curva del tiempo de transito que siguiera su tendencia en los primeros metros del pozo.

*Tabla 4.4 Valores de los parámetros  $\beta$ ,  $b$ ,  $m$ ,  $c$  y  $k$ . obtenidos de la calibración de la ecuación 4.5 con los registros de tiempo de tránsito compresional.*

Época	Pozo	Tiempo de transito				
		$\beta$	$k$	$b$	$m$	$C$
Fondo Marino (F.M.)	A	230	-1	200	0.88	0.365
	B	225	-1	200	0.88	0.348
Plioceno Superior (P.S.)	C	190	-1	200	0.88	0.333
	D	190	-1	200	0.88	0.333
	E	170	-1	200	0.88	0.325
Plioceno Inferior (P.I.)	F	170	-1	200	0.88	0.333
	G	170	-1	200	0.88	0.333
	H	170	-1	200	0.88	0.333
Mioceno Superior (M.S.)	I	170	-1	200	0.88	0.31
	J	170	-1	200	0.88	0.32
	K	170	-1	200	0.88	0.32
	L	170	-1	200	0.88	0.32
	M	170	-1	200	0.88	0.32
Mioceno Medio (M.M.)	N	170	-1	200	0.88	0.32
	Ñ	170	-1	200	0.88	0.32
	O	170	-1	200	0.88	0.32
	P	170	-1	200	0.88	0.32
Mioceno Inferior (M.I.)	Q	170	-1	200	0.88	0.31
	R	170	-1	200	0.88	0.31
	S	170	-1	200	0.88	0.33
	T	170	-1	200	0.88	0.31
	U	160	-1	200	0.88	0.32
	V	170	-1	200	0.88	0.31
Oligoceno Superior (O.S.)	W	170	-1	200	0.88	0.305
	X	170	-1	200	0.88	0.305
	Y	160	-1	200	0.88	0.32
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z	170	-1	200	0.88	0.32
Eoceno (E)	Z1	130	-1	200	0.88	0.27
	Z2	130	-1	200	0.88	0.27
	Z3	120	-1	200	0.88	0.27
	Z4	130	-1	200	0.88	0.27

Con esto se puede concluir que con la aplicación de la ecuación 4.6 para generar las curvas sintéticas del tiempo de tránsito se tienen mejores resultados, es decir, replica mejor el comportamiento del tiempo de tránsito en los primeros metros y permite distinguir mejor la tendencia normal de compactación e identificar el punto de inicio de retención de fluidos para cada pozo en estudio.

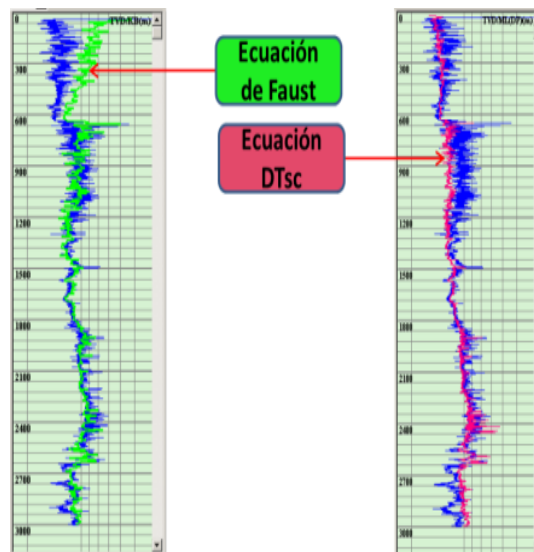


Figura 4.6 Comparación de las curvas sintéticas de Faust a la izquierda en color verde, y la ecuación 4.6 (DTsc) a la derecha en color rosa, ambas contra la curva de tiempo de tránsito compresional del pozo W.

#### 4.4.6 Calculo de curvas sintéticas de tiempo de tránsito

Para calcular la curva sintética del tiempo de tránsito en los pozos D, F, G, H, K, L, M, y Y se empleó la ecuación 4.6 y las curvas de resistividad de los mismos pozos.

En la Figura 4.7 se muestran las curvas sintéticas de tiempo de tránsito para los pozos D, F, G, H, K, L y M, calculadas con los valores  $\beta$  y  $c$ , de los pozos marcados en color rojo.

En el caso de los pozos F, G, y H, los cuales afloran en el plioceno inferior, no se contaba con un pozo que tuviera registro de tiempo de tránsito en esa época para usarse de referencia y definir los valores de  $\beta$  y  $c$ , por lo cual se usó las curvas de tiempo contra profundidad (TZ's) para esto.

Los valores y pozos utilizados para la creación de las curvas sintéticas de tiempo de tránsito se muestran en la Tabla 4.5 resaltados en letras negritas y fondo gris.

A partir de los resultados se concluye que la ecuación 4.6, genera curvas sintéticas de tiempo de tránsito a partir de curvas de resistividad de manera confiable para su uso en la cuenca de Burgos.



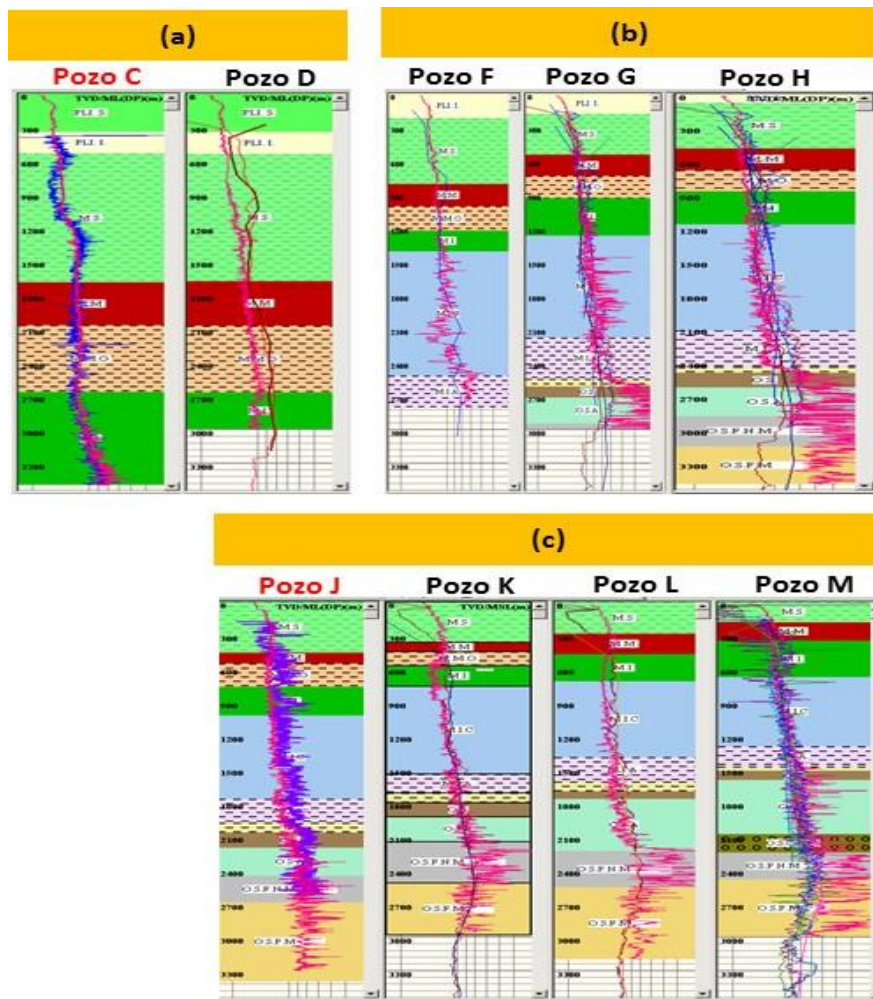


Figura 4.7 Curvas sintéticas de tiempo de transito obtenidas de la aplicación de la ecuación 4.6 (color rosa).

Tabla 4.5 Valores de  $\beta$  y  $c$  utilizados en la ecuación 4.6.

Epoca	Pozo	Tiempo de Transito	
		$\beta$	$c$
Plioceno Superior (P.S.)	C	190	0.333
	D	190	0.333
Plioceno lifierior (P.l.)	F	170	0.333
	G	170	0.333
	H	170	0.333
Plioceno lifierior (P.l.)	J	170	0.32
	K	170	0.32
	L	170	0.32
	M	170	0.32

### 4.5 Modelo de tendencia normal de compactación

En la industria petrolera existen diversos modelos para poder establecer la tendencia normal de compactación en curvas resistividad o de tiempo de tránsito. Esta diversidad generó el dilema de cuál sería el adecuado para elaborar el modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos.

#### 4.5.1 Selección del modelo para calcular la TNC

Para seleccionar el modelo adecuado se realizó un análisis comparativo entre los modelos de esfuerzo efectivo, velocidad y tiempo de tránsito descritos en las secciones 3.3.2.1 y 3.3.2.3.

Para el análisis se modificaron los modelos, poniendo a todos en función del tiempo de tránsito en  $\mu\text{seg}/\text{ft}$ , y de la profundidad en metros, esto con el objetivo de usarlas de manera adecuada en los pozos de estudio.

Las ecuaciones modificadas se muestran en la Tabla 4.6 y los valores de los parámetros utilizados en cada ecuación en la Tabla 4.7.

Tabla 4.6 Modelos modificados en función del tiempo de tránsito y de la profundidad.

Autor	Modelo
Esfuerzo efectivo	
Bellotti y Giacca (1978)	$TNC_{bg} = (1000000) / (((1000000/DTMN) + (((1000000/DTMX)^D) / ((A^*D) + B))))$
Bowers (1995)	$TNC_b = (1000000) / ((1000000/DTMN) + (A^*D^{**}B))$
Hamouz y Mueller (1984)	$TNCh_m = (A - (B^*D)) + DTMX$
Hart, Flemings, y Dishpande (1995)	$TNC_{bg} = (1000000) / ((1000000/DTMN)^*(1 - k * \exp(-1*n*D))^{**}X)$
Hottman y Johnson (1965)	$TNCh_j = A * 10 * \text{EXP}(-1 * D * B)$
Exponenciales	
López-Solís (2006)	$DT_n = DT_o * \exp((D)^{-1} * c)$

Tabla 4.7 Valores de los parámetros empleados en las ecuaciones de esfuerzo efectivo y exponencial.

Autor	Valores de los Parámetros									
	DTMN ( $\mu\text{seg/ft}$ )	DTMX ( $\mu\text{seg/ft}$ )	A	B	Dto	Rto	k	n	X	c
Modelos de esfuerzo efectivo										
Bellotti y Giacca (1978)	140	68	0.6	5785						
Bowers (1995)	140		2.1	1.103						
Hamouz y Mueller (1984)		140	0.01	0.041	140					
Hart, Flemings, y Dishpande (1995)		68					0.3	0.00043	2.4	
Hottman y Johnson (1965)			14	0.00032						
Modelos exponenciales										
López-Solís (2006)					140					0.00032

Tabla 4.8 Nomenclatura de las tablas 4.6 y 4.7

TNCbg	Tendencia normal de compactación de Bellotti y Giacca	Dto	Tiempo de tránsito observado en superficie ( $\mu\text{seg/ft}$ )
TNCb	Tendencia normal de compactación de Bowers	k	Porosidad observada en superficie
TNChm	Tendencia normal de compactación de Hamouz y Mueller	DTMN	Tiempo de tránsito mínimo ( $\mu\text{seg/ft}$ )
TNCbg	Tendencia normal de compactación de Hart, Flemings, y Dishpande	DTMX	Tiempo de tránsito mínimo ( $\mu\text{seg/ft}$ )
TNChj	Tendencia normal de compactación de Hottman y Johnson	D	Profundidad
DTn	Tendencia normal de compactación de López-Solís	A, B, c, n, y X	Son parámetros de calibración

En la Figura 4.8 se compara los resultados de los modelos que reproducen de tendencia normal de compactación con esfuerzo efectivo y profundidad. Todos los modelos que utilizan el esfuerzo efectivo muestran un comportamiento similar hasta 450 m y los que utilizan la profundidad se mantienen hasta 620 m, de ahí en adelante las únicas curvas que se mantienen juntas hasta el fondo del pozo son la de Hotman y Johnson, y el modelo exponencial. De acuerdo a estos resultados se concluye que cualquiera de estos dos modelos se puede utilizar en la cuenca de Burgos para calcular la tendencia normal de compactación.

Para este trabajo se decidió tomar el modelo exponencial por su simplicidad. Para las curvas de resistividad también se utilizó el modelo exponencial.

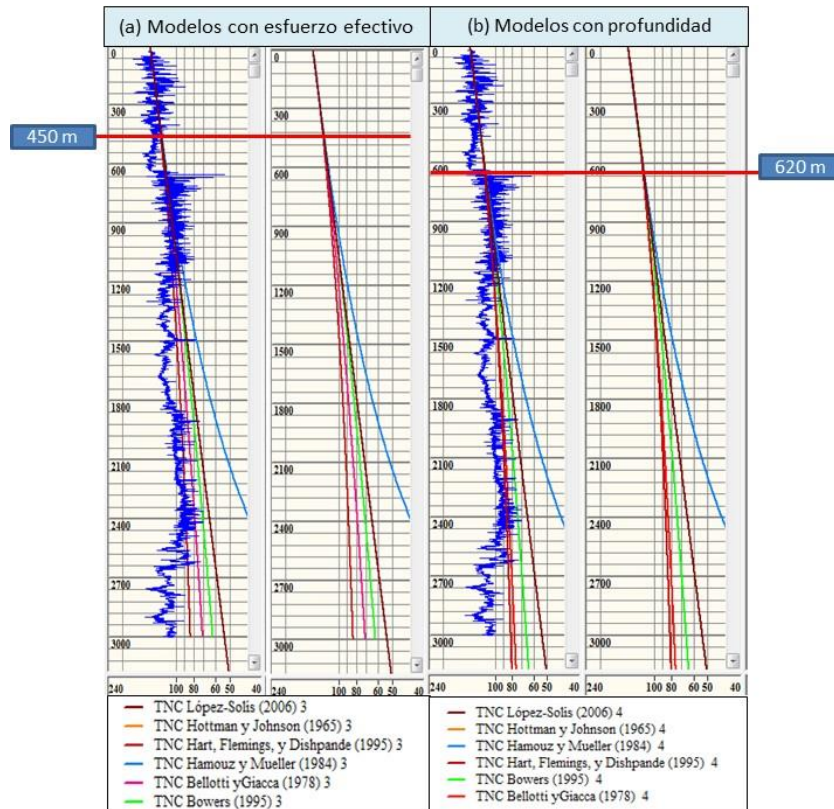


Figura 4.8 Comparación de modelos de TNC, a) Utilizando el esfuerzo efectivo y b) Utilizando la profundidad, ambas con registro de tiempo de tránsito (color azul).

### 4.5.2 Curvas de resistividad y su TNC

El modelo que reproduce la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos para resistividad es:

$$TNC = RTo e^{(D*c)} \tag{4.7}$$

Considerando RTo como la resistividad observada en superficie, D la profundidad y c como el índice de curvatura.

Los resultados gráficos de aplicar la ecuación 4.7 se muestran en la Figura 4.9, en la cual se observan las curvas de resistividad completas, y la línea de tendencia normal de compactación (TNC) en color negro, con orientación este-oeste, en dos secciones. La primera, comienza con el

pozo A y finaliza con el pozo P, la segunda, ubicada en la parte inferior, inicia con el pozo Q y termina con el pozo Z4. Cabe mencionar que en estas imágenes los pozos están referenciados a nivel de terreno, por lo cual las estructuras geológicas de cada pozo están a un mismo nivel.

En la Figura 4.9 se puede observar el punto de retención de fluidos de cada pozo. La pendiente de la tendencia normal de compactación, se mantiene constante en todos los pozos variando únicamente su valor de la resistividad observada en superficie (R<sub>To</sub>). La Tabla 4.9, resume los parámetros utilizados en la tendencia normal de compactación.

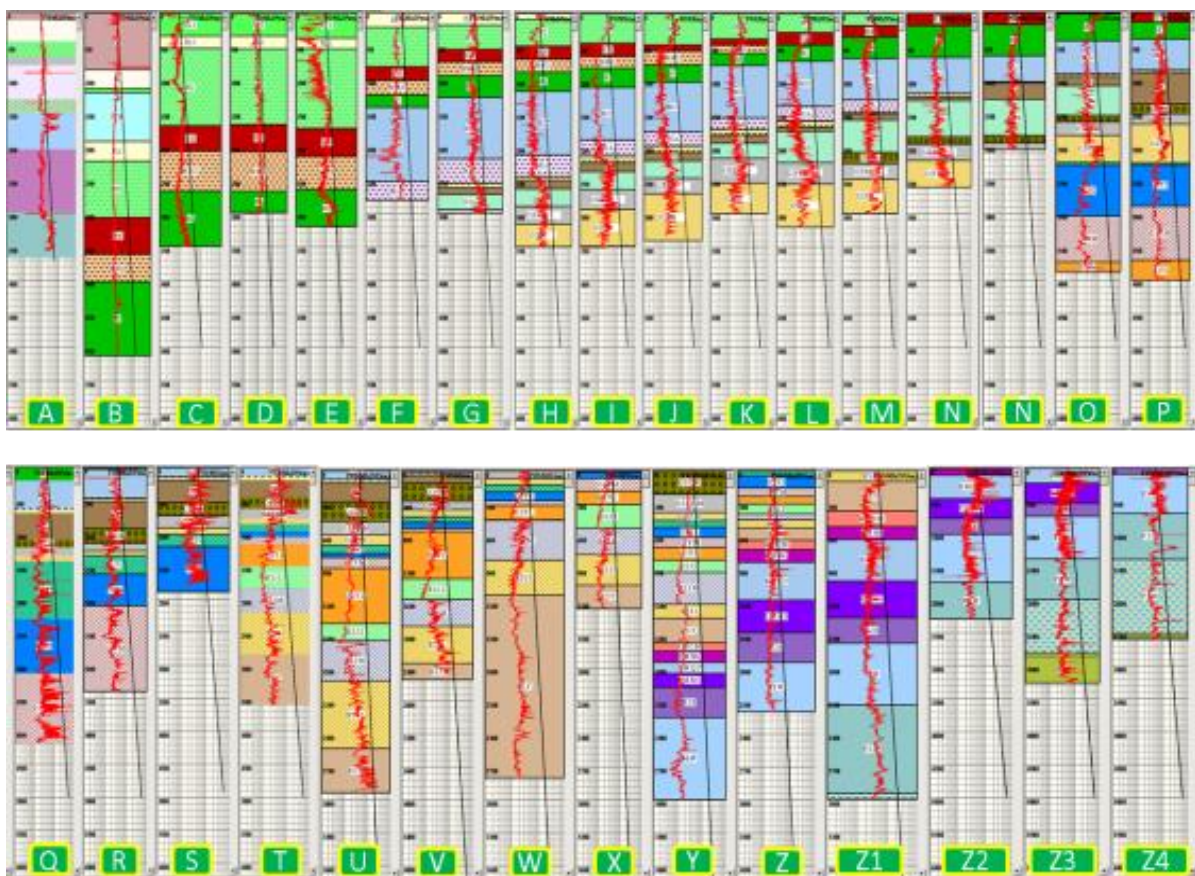


Figura 4.9 Curvas de resistividad con su TNC, ordenados con orientación este-oeste (empieza en el pozo A, arriba, y termina el pozo Z4, abajo).

Los pozos W, X, Y, que afloran en el oligoceno superior, y Z, en el oligoceno inferior, no siguen esta tendencia de incremento, ya que mostraron valores de R<sub>To</sub> de 4 y 2.5 respectivamente. Una baja en la resistividad puede deberse a que la roca que aflora tiene un alto contenido de arcilla y por lo cual el fluido contenido tenga una alta salinidad.

Tabla 4.9 Valores obtenidos de  $R_{To}$  y  $c$  de cada pozo en estudio, así como su época geológica.

Época	POZO	TNC RESISTIVIDAD	
		$R_{To}$	$c$
Fondo Marino (F.M.)	A	0.9	0.0005
	B	0.9	0.0005
Plioceno Superior (P.S.)	C	0.9	0.0005
	D	0.9	0.0005
	E	0.9	0.0005
Plioceno Inferior (P.I.)	F	2.5	0.0005
	G	2.5	0.0005
Mioceno Superior (M.S.)	H	2.5	0.0005
	I	4.5	0.0005
	J	4.5	0.0005
	K	4.5	0.0005
	L	4.5	0.0005
Mioceno Medio (M.M.)	M	4.5	0.0005
	N	4.5	0.0005
	Ñ	4.5	0.0005
	O	4.5	0.0005
Mioceno Inferior (M.I.)	P	4.5	0.0005
	Q	4.5	0.0005
	R	4.5	0.0005
	S	4.5	0.0005
	T	4.5	0.0005
	U	4.5	0.0005
Oligoceno Superior (O.S.)	V	4.5	0.0005
	W	4	0.0005
	X	4	0.0005
Oligoceno Inferior (O.I.)	Y	4	0.0005
	Z	2.5	0.0005
Eoceno (E)	Z1	5	0.0005
	Z2	5	0.0005
	Z3	5	0.0005
	Z4	5	0.0005

A partir de este análisis se demostró que los valores de resistividad  $R_{To}$  varían de forma incremental con orientación este-oeste en función de los afloramientos geológicos en la cuenca de Burgos (Tabla 4.9) y que la tendencia normal de compactación mantiene una pendiente constante a lo largo de la línea OCV-Z4-A (Figura 4.11b). Estos resultados se pueden aplicar a la cuenca de Burgos, en función de los afloramientos geológicos que se tengan en cada una de las zonas que comprenden la cuenca.

### 4.5.3 Curvas de tiempo de tránsito y su TNC

El modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos para tiempo de tránsito es:

$$TNC = DT_0 e^{(D^*-C)} \tag{4.8}$$

Considerando  $DT_0$  como el tiempo de tránsito observada en superficie,  $D$  la profundidad y  $c$  como el índice de curvatura.

Los resultados gráficos de la aplicación de la ecuación 4.8 se muestran en la Figura 4.10, en la cual se observan las curvas de tiempo de tránsito sintéticas completas (color rosa) y medidas (color azul) y la línea de tendencia normal de compactación (TNC) en color café, ordenadas de este a oeste, en dos secciones, la primera, comienza con el pozo A y finaliza con el pozo P, la segunda, ubicada en la parte inferior, inicia con el pozo Q y termina con el pozo Z4. Cabe mencionar que en estas imágenes los pozos están referenciados a nivel de terreno, por lo cual las estructuras geológicas de cada pozo están a un mismo nivel.

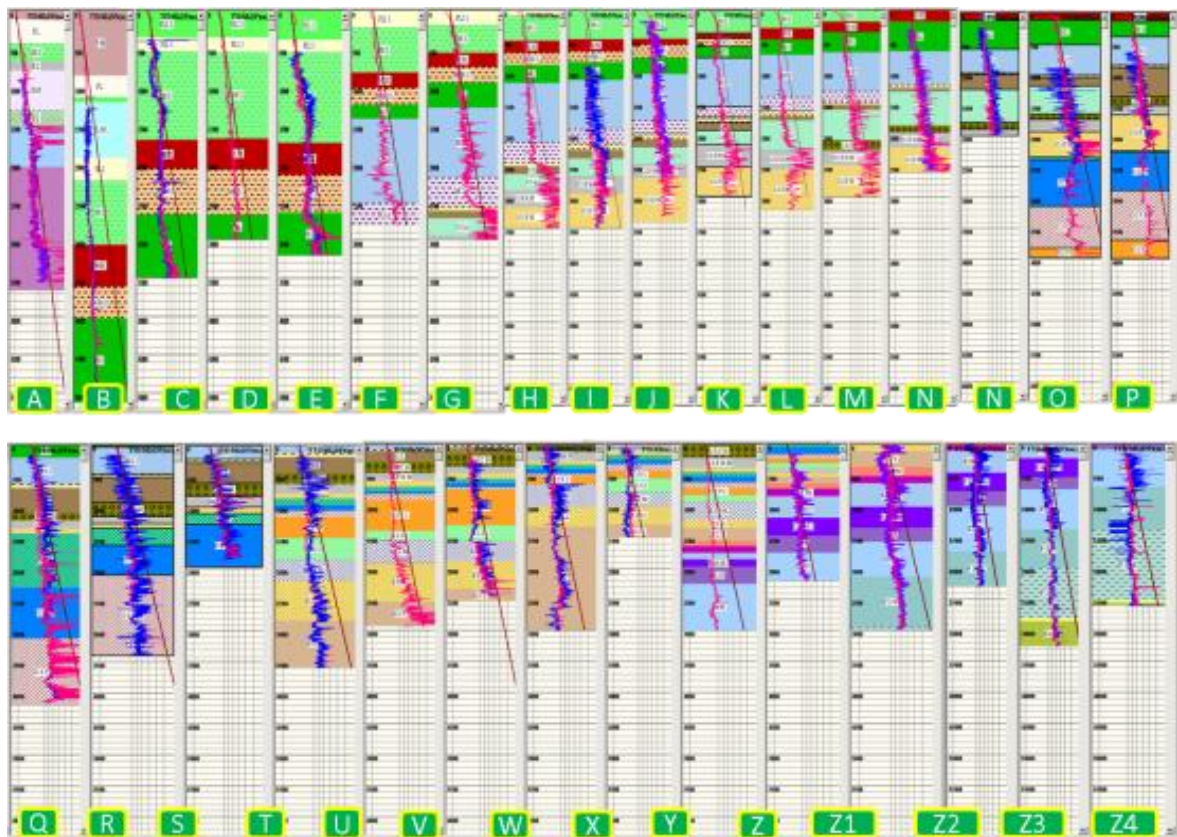


Figura 4.10 Curvas de tiempo de tránsito (color azul), curvas de tiempo de tránsito sintéticas editadas, así como su TNC, ordenadas de este a oeste (empieza en el pozo A, arriba, y termina el pozo Z4, abajo).

En la Figura 4.10 se puede observar el punto de retención de fluidos de cada pozo. La pendiente de la tendencia normal de compactación, se mantiene constante en todos los pozos variando únicamente su valor de tiempo de tránsito observada en superficie (DT<sub>o</sub>).

Los pozos Q, R, S, T, U, V, W, X, Y, y Z que afloran en el mioceno inferior y oligoceno superior no siguen esta tendencia, ya que mostraron valores comprendidos entre 137 a 146  $\mu\text{seg}/\text{ft}$ . Un incremento en el tiempo de tránsito puede deberse a que en estas épocas geológicas se tienen sedimentos más finos, que ocasionaron que la roca se compactara más. La Tabla 4.10, resume los parámetros utilizados en la tendencia normal de compactación.

*Tabla 4.10 Valores de DT<sub>o</sub> y c, de la tendencia normal de compactación de cada pozo en estudio, así como su época geológica.*

Época	Pozo	TNC DT	
		DT <sub>o</sub>	c
Fondo Marino (F.M.)	A	200	0.00032
	B	200	0.00032
	C	168	0.00032
Plioceno Superior (P.S.)	D	168	0.00032
	E	168	0.00032
Plioceno Inferior (P.I.)	F	136	0.00032
	G	136	0.00032
	H	136	0.00032
Mioceno Superior (M.S.)	I	135	0.00032
	J	135	0.00032
	K	135	0.00032
	L	135	0.00032
	M	135	0.00032
Mioceno Medio (M.M.)	N	130	0.00032
	Ñ	130	0.00032
	O	130	0.00032
	P	130	0.00032
Mioceno Inferior (M.I.)	Q	137	0.00032
	R	137	0.00032
	S	137	0.00032
	T	137	0.00032
	U	137	0.00032
	V	137	0.00032
Oligoceno Superior (O.S.)	W	140	0.00032
	X	140	0.00032
	Y	140	0.00032
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z	146	0.00032
Eoceno (E)	Z1	115	0.00032
	Z2	115	0.00032
	Z3	115	0.00032
	Z4	115	0.00032



---

A partir de este análisis se demostró que los valores del tiempo de tránsito observado en superficie (DTo) varían de forma decreciente este-oeste en función de los afloramientos geológicos en la cuenca de Burgos (Tabla 4.10) y que la tendencia normal de compactación (TNC) mantiene una pendiente constante a lo largo de la línea OCV-Z4-A (Figura 4.11c).

Estos resultados se pueden aplicar a la cuenca de Burgos, en función de los afloramientos geológicos que se tengan en cada una de las zonas que comprenden la cuenca.

De los dos planteamientos anteriores se puede decir que tanto el modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación tanto para resistividad como para tiempo de tránsito se comportan de acuerdo a la teoría planteada por Penebaker en 1968 (Figura 4.11) y no lo mencionado por Magara en 1976 respecto a la variación de la tendencia normal de compactación.

La Figura 4.11b muestra que los valores obtenidos de resistividad observada en superficie (RTo), muestran una tendencia a incrementar de manera ascendente, en sentido este-oeste, indicando que la formación con más antigüedad (Eoceno), tienen mayor resistividad que la formación más joven (Plioceno).

La Figura 4.11c muestra que los valores obtenidos de tiempo de tránsito observado en superficie (DTo) muestran una tendencia ascendente en sentido oeste-este y sus valores van de 200  $\mu\text{s}/\text{ft}$  y 115  $\mu\text{s}/\text{ft}$  indicando que la formación con más antigüedad (Eoceno), es más compacta que la formación más joven (Plioceno).

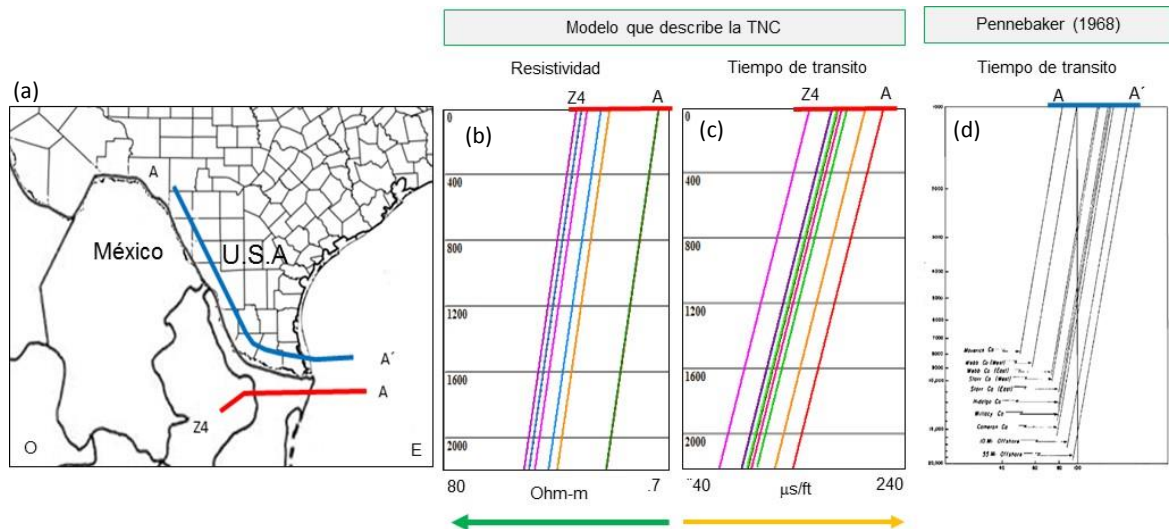


Figura 4,11 Comparación de comportamiento de la tendencia normal de compactación de resistividad (b) y tiempo de tránsito (c) y el modelo de Pennebaker descrito en 1968 (d), así como la ubicación de ambos modelos (a).

---

# Capítulo 5

## *Aplicación a la presión de poro*

El análisis de la presión de poro anormal no es un tema nuevo, ya que se ha estudiado desde hace más de 50 años, sin embargo, en la actualidad sigue siendo un importante tema de estudio, por lo cual se ha migrado a desarrollar modelos más locales, focalizados principalmente en la predicción de los perfiles de presión presentes en el subsuelo de los campos que se van a desarrollar.

Los principales modelos de predicción de la presión de poro reportados en la literatura son los desarrollados por: Hotman y Johnson (1965), Eaton (1975), Foster y Whalen (1966), Traugott (1997), Belloti y Giacca (1978), Hart, Flemings y Deshpande (1995), Bryant, Alixant y Desbrandes (1989), Weakley (1989, 1991), Rasmus y Gray Stephens (1991), Bowers (1995), Wilhelm (1998), Holbrook (1987, 1985), Lane y Macperson (1976), entre otros. Estos modelos fueron desarrollados para determinar la presión de poro cuando su origen es debido solo al desequilibrio en la compactación y se fundamentan en la teoría de la compactación de las arcillas desarrollada por Terzaghi (1948), por lo cual están basados en la propuesta de que la presión de poro tiene una influencia sobre propiedades que dependen de la compactación de las lutitas tales como porosidad, densidad, velocidad sónica y resistividad.

Este capítulo está enfocado a validar el modelo que describe la tendencia normal de compactación desarrollado en el capítulo 4 el cual permitirá obtener la presión de poro originada por el desequilibrio en la compactación de forma certera, y mejorar las arquitecturas de los pozos futuros en la cuenca de Burgos.

En la Figura 5.1 describe el procedimiento que se aplicó para obtener los gradientes de sobrecarga, presión de poro y fractura (geopresiones) para la cuenca de Burgos.

Es importante comentar que el gradiente de presión de poro obtenido en este trabajo se asume que es generado por el proceso de compactación normal exclusivamente.

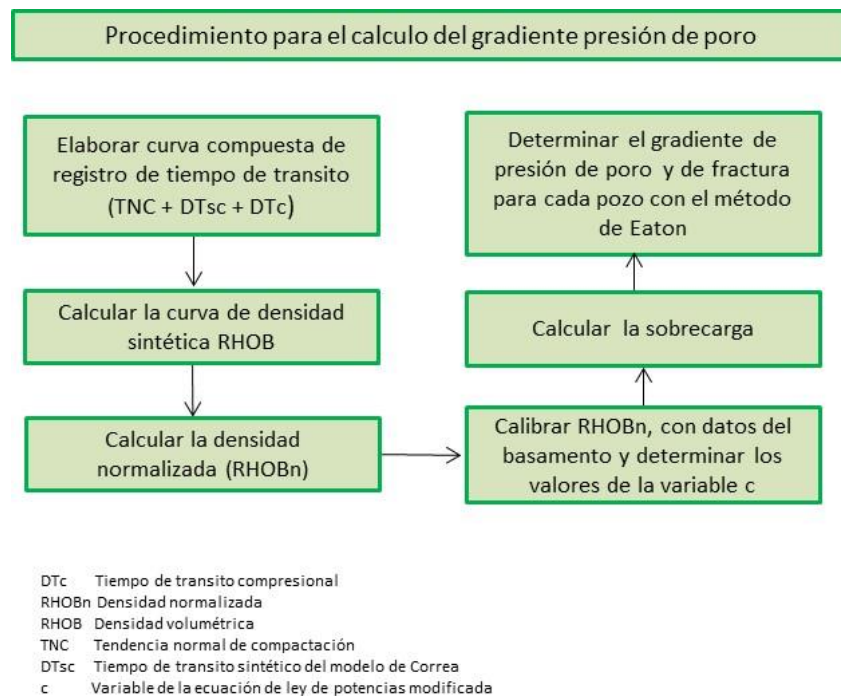


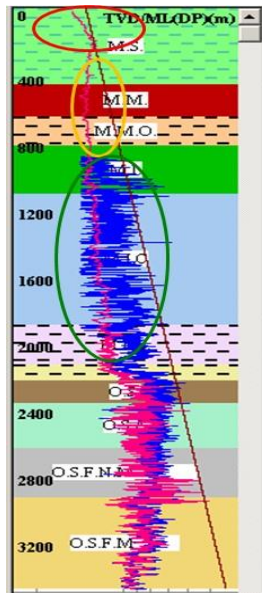
Figura 5.1 Procedimiento para aplicar el modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación al gradiente de presión de poro en la cuenca de Burgos.

### 5.1 Compuesto de tiempo de tránsito

Durante la revisión de las curvas de tiempo de transito se detectó que en algunas curvas de tiempo de transito sintético tenían una deformación excesiva en los primeros metros de estas. También se detectó que las curvas de tiempo de transito compresional no tenían cobertura completa de todo el pozo y que en algunos se mostraban irregularidades en su amplitud (Figura 5.2).

La Figura 5.2 se muestra tres elipses, la de color rojo, muestra la deformación en la curva sintética de tiempo de tránsito, la color naranja, marca la falta de registro compresional y en la elipse color

verde, muestra la deformación de la amplitud de las lecturas de la curva de tiempo de transito compresional,



*Figura 5.2 Inconvenientes presentados en las curvas de tiempo de transito compresional y sintética.*

Ante la situación planteada se creó una curva compuesta de tiempo de transito denominada “DT\_FINAL”, la cual tiene como base el registro de tiempo de transito compresional (DTc) y se complementa con la línea de la tendencia normal de compactación (TNC) en los primeros metros perforados y la curva de tiempo de transito sintético de Correa (DTsc) en las secciones donde la curva de tiempo compresional no tiene cobertura o cobertura incompleta o está afectada. Las curvas compuestas generadas se muestran en la Figura 5.3.

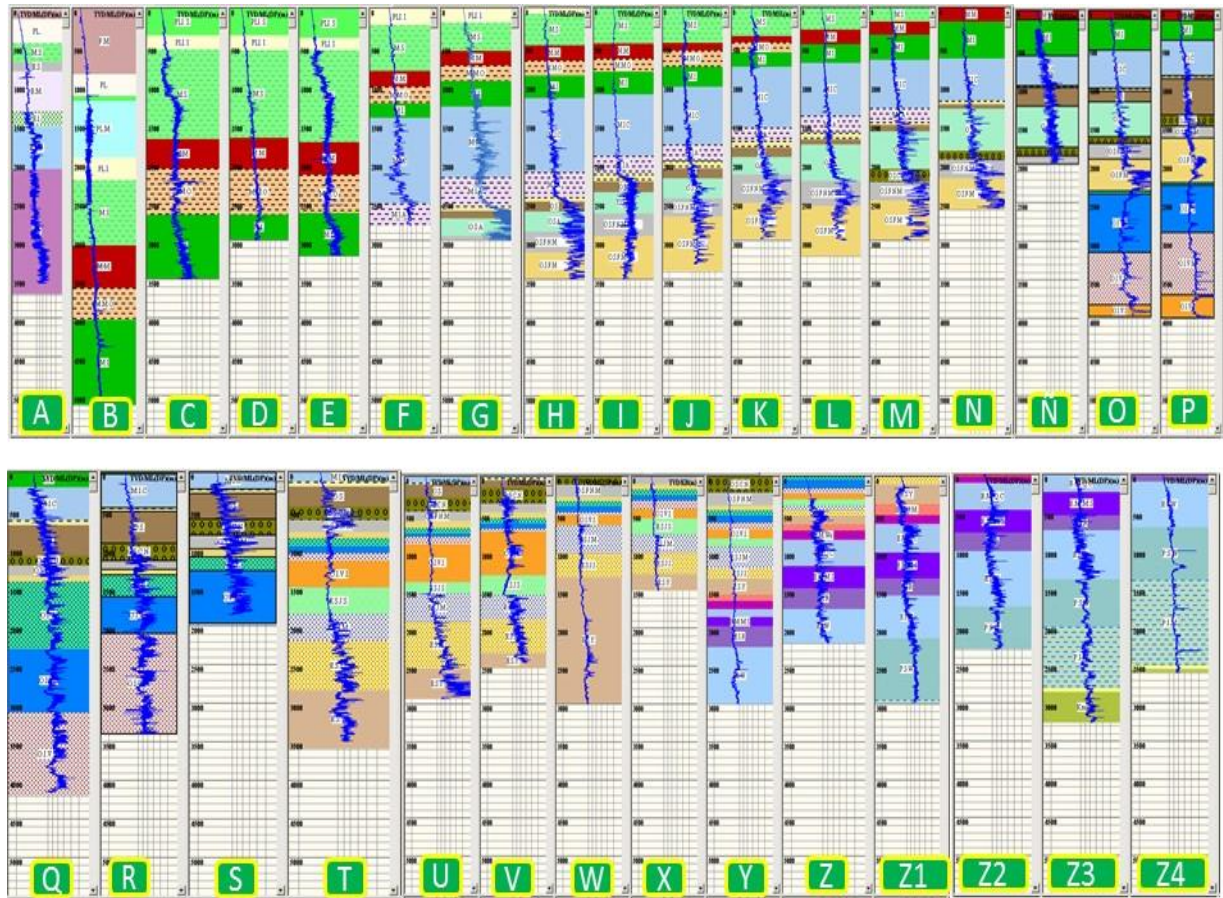


Figura 5.3 Curvas compuestas de tiempo de tránsito ( $DT\_FINAL$ ) de los pozos en estudio

### 5.2 Calculo de curvas de densidad sintética

Del planteamiento hecho en la sección 1.3.1, donde se menciona que las curvas de densidad (RHOB) que se registran en agujero abierto y son utilizadas generalmente para calcular la sobrecarga está influenciado por varios factores ambientales que enmascaran la medición. Se estableció NO se utilizar las mediciones de densidad de la roca proporcionadas por los registros del pozo.

Hecha la observación anterior se generaron registros de densidad sintéticos a partir de las curvas de tiempo de tránsito compuesto ( $DT\_final$ ).

Las curvas de densidad sintética se calcularon usando el modelo de Correa, el cual fue desarrollado en este trabajo para utilizar de forma directa el tiempo de tránsito en la ecuación de Gardner y para su uso en la cuenca de Burgos.

### 5.2.1 Modelo de Correa

Este modelo fue creado con el objetivo de poder utilizar de forma directa el tiempo de tránsito en la ecuación de Gardner para determinar la densidad volumétrica de la formación, evitando la conversión de tiempo de tránsito a velocidad de intervalo, el cual es usado en el modelo de Gardner.

El modelo de Correa ( $RHOB_{DTcorrea}$ ) está basada en la ecuación exponencial de Gardner, la cual tiene un coeficiente llamado  $a$  y exponente llamado  $b$ , a los cuales se les determino un valor después de calibrar las curvas de este modelo con las curvas resultantes del modelo de Gardner (Tabla 5.1). Esta ecuación relaciona directamente el tiempo de tránsito en  $\mu\text{seg/ft}$ , con la densidad en  $(\text{gr/cc})$  de forma empírica.

$$RHOB_{DTcorrea} = a(\Delta t)^b \tag{5.1}$$

Donde  $\Delta t$  es el tiempo de tránsito,  $a$  y  $b$  son constantes de calibración, con un valor de 7.2 y de -0.242 respectivamente.

En la Tabla 5.1, se muestran los resultados de la calibración del modelo, en ella se observar que la tendencia de los valores de  $a$  y  $b$  es constante en todos los pozos en estudio con excepción del pozo A, que se ubica fuera de la cuenca de Burgos, y tiene un valor  $a$  de 7. Estos resultados también indican que no están en función de los afloramientos geológicos de la cuenca.

Cabe mencionar que la curva sintética resultante de la ecuación 5.1, llamada “ $RHOB_{DTcorrea}$ ” (color verde), replica de manera exacta a la curva generada por el modelo de Gardner (color rosa), como se observa en la Figura 5.4.

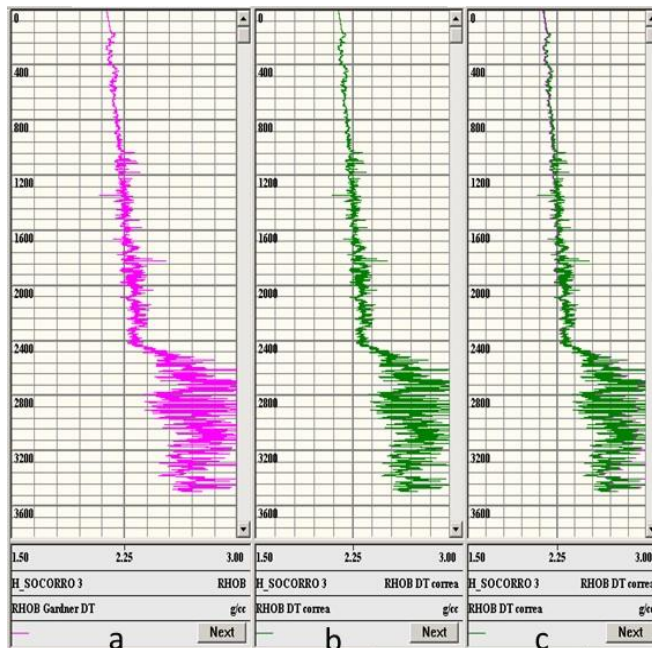


Figura 5.4 Comparativo de curvas sintéticas de densidad del pozo H, a) Curva obtenida con el modelo de Gardner, b) Curva obtenida con el modelo de Correa, c) Modelo de Gardner vs Correa.

Tabla 5.1 Parámetros de a y b empleados en el Modelo de Correa

Época	Pozo	RHOB DT correa	
		a	b
Fondo Marino (F.M.)	A	7.02	-0.243
	B	7.02	-0.243
	C	7.02	-0.243
Plioceno Superior (P.S.)	D	7.02	-0.243
	E	7.02	-0.243
	F	7.02	-0.243
Plioceno Inferior (P.I.)	G	7.02	-0.243
	H	7.02	-0.243
	I	7.02	-0.243
Mioceno Superior (M.S.)	J	7.02	-0.243
	K	7.02	-0.243
	L	7.02	-0.243
	M	7.02	-0.243
Mioceno Medio (M.M.)	N	7.02	-0.243
	Ñ	7.02	-0.243
	O	7.02	-0.243
	P	7.02	-0.243
Mioceno Inferior (M.I.)	Q	7.02	-0.243
	R	7.02	-0.243
	S	7.02	-0.243
	T	7.02	-0.243
	U	7.02	-0.243
	V	7.02	-0.243
Oligoceno Superior (O.S.)	W	7.02	-0.243
	X	7.02	-0.243
	Y	7.02	-0.243
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z	7.02	-0.243
Eoceno (E)	Z1	7.02	-0.243
	Z2	7.02	-0.243
	Z3	7.02	-0.243
	Z4	7.02	-0.243



De los planteamientos anteriores se puede decir que este modelo se puede utilizar en la cuenca de Burgos con los valores de  $a$  y  $b$  determinados en este trabajo, ya que describe la densidad volumétrica de la roca al igual que el modelo de Gardner.

### 5.3 *Calculo de la sobrecarga*

#### 5.3.1 **Calculo de presión de sobrecarga para pozos terrestres**

El gradiente de presión de sobrecarga (OBG) para pozos terrestres se calculó utilizando las curvas resultantes del modelo de Correa a partir de curvas de tiempo de tránsito compuestas (DT\_FINAL).

Las curvas resultantes del cálculo hecho a los pozos terrestres solamente se muestran en la Figura 5.5.

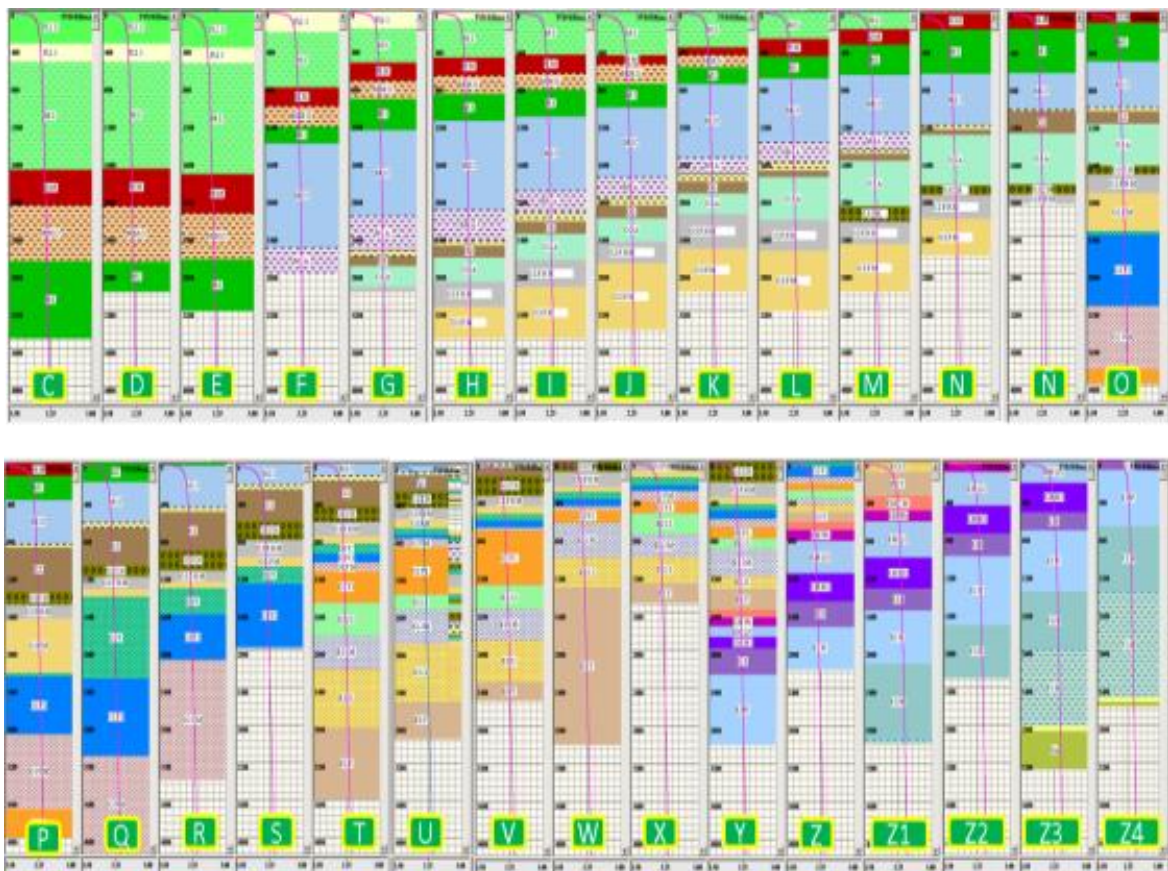


Figura 5.5 Gradientes de sobrecarga (OBG) de pozos terrestres.

Después de analizar el comportamiento de la sobrecarga, de los pozos terrestres, se observó que los errores por efectos ambientales de los registros de resistividad afectan el comportamiento de esta.

La Figura 5.6 muestra la sobrecarga de los pozos E, T y W. En estos pozos se resalta los efectos ambientales en el cálculo de la sobrecarga los cuales están marcados con elipses (color azul).

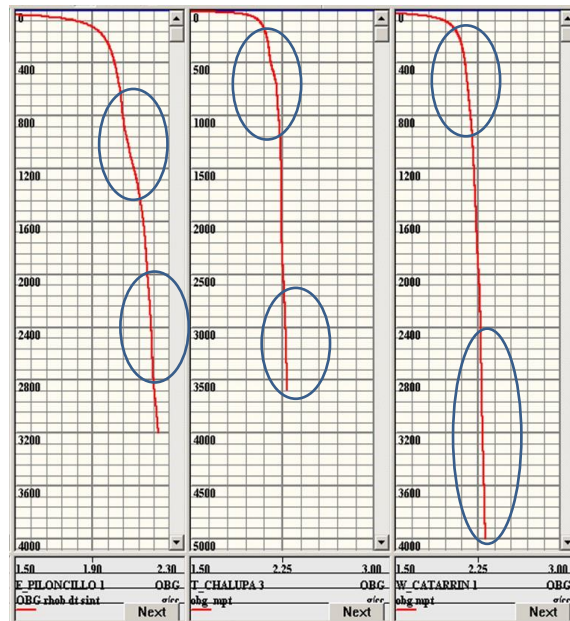


Figura 5.6 Gradiente se sobrecarga de los pozos E, T y W con afectaciones.

Ante la situación planteada y bajo el criterio de que el gradiente de presión de sobrecarga se determina exclusivamente con la densidad volumétrica de la roca originada por la compactación mecánica, se tienen que eliminar de la misma estos fenómenos que la afectan. Para este caso se propuso calcular el gradiente de sobrecarga a partir de unas densidades normalizadas y así eliminar los factores “ambientales” que afectan las mediciones tomadas en agujero abierto.

### 5.3.1.1 Normalización de la densidad

Las curvas de densidad sintéticas deben ser normalizadas usando un modelo matemático que únicamente incluya la densidad debida a la compactación mecánica. Es decir, que para determinar la sobrecarga se utiliza el criterio de pérdida de porosidad por compactación mecánica.

Para poder normalizar la densidad de las curvas sintéticas de los pozos terrestres y marinos, se aplicó el modelo matemático de ley de potencias modificado, ya que con este se puede ajustar la curva adecuadamente a un proceso de compactación normal incrementando la densidad gradualmente respecto a la profundidad, fijándolo con los valores de la densidad de la roca observada en superficie (RHOB<sub>o</sub>) determinado por el modelo de Correa.

### 5.3.1.2 Modelo de ley de Potencias modificado (RHOB<sub>n</sub>)

Este modelo correlaciona los datos del registro de densidad, en función de la profundidad (D), a través de una ecuación potencial modificada;

$$RHOB_{LP} = RHOB_o + kD^c \quad (5.1)$$

Donde RHOB<sub>o</sub>, es la densidad observada en superficie, D es la profundidad y las variables de calibración “k” y c, a los cuales se les asignó un valor de .0007 y .8 respectivamente. La Tabla 5.2 resume los valores de los parámetros de la ecuación 5.1 para todos los pozos en estudio usando la densidad sintética del modelo de Correa.

En la Tabla 5.2 se observa que los valores de “k” y c se mantienen constantes, sin embargo, los valores de RHOB<sub>o</sub> se incrementan ascendientemente, con excepción de los pozos ubicados entre el pozo Q hasta el Z, que como ya se comentó anteriormente es debido a la arcillosidad de la roca que aflora en esa época geológica.

Así mismo la Tabla 5.2 muestra que las rocas más jóvenes del Plioceno son menos densas que las antiguas, del Eoceno. A excepción de las rocas que afloran en la edad de Mioceno inferior y Oligoceno, lo cual se puede deber a la baja compactación de la roca.

Tabla 5.2 Resultados del modelo de normalización de la densidad basado en la Ley de potencias modificado.

Epoca	Pozo	RHOB_LP		
		RHOB <sub>0</sub>	k	c
FM	A	1.935	0.0007	0.8
	B	1.925	0.0007	0.8
PLI. SUP.	C	2.055	0.0007	0.8
	D	2.055	0.0007	0.8
	E	2.055	0.0007	0.8
PLI. INF.	F	2.124	0.0007	0.8
	G	2.124	0.0007	0.8
	H	2.124	0.0007	0.8
MIOCENO SUPERIOR	I	2.14	0.0007	0.8
	J	2.14	0.0007	0.8
	K	2.14	0.0007	0.8
	L	2.14	0.0007	0.8
MIOCENO MEDIO	M	2.14	0.0007	0.8
	N	2.15	0.0007	0.8
	Ñ	2.15	0.0007	0.8
	O	2.15	0.0007	0.8
MIOCENO INFERIOR	P	2.15	0.0007	0.8
	Q	2.12	0.0007	0.8
	R	2.12	0.0007	0.8
	S	2.12	0.0007	0.8
	T	2.12	0.0007	0.8
	U	2.12	0.0007	0.8
OLIGOCENO SUPERIOR	V	2.12	0.0007	0.8
	W	2.1	0.0007	0.8
	X	2.1	0.0007	0.8
OLIGOCENO INFERIOR	Y	2.1	0.0007	0.8
	Z	2.08	0.0007	0.8
EOCENO	Z1	2.25	0.0007	0.8
	Z2	2.25	0.0007	0.8
	Z3	2.25	0.0007	0.8
	Z4	2.25	0.0007	0.8

En la Figura 5.7 se muestran las curvas resultantes de la densidad aplicando el modelo de ley de potencias modificado (color azul), modelo de Correa (color verde).

Este modelo de ley de potencias modificado describe una densidad normalizada tomando en consideración que la pérdida de porosidad o incremento de la densidad es debida exclusivamente a la compactación mecánica, evitando efectos como el de presencia de presiones anormales.

El modelo de ley de potencias modificado para normalizar la densidad a la compactación normal de los sedimentos permite fijar una densidad de inicio de la compactación en la superficie, sin embargo hace falta un criterio para finalizar el comportamiento de la columna sedimentaria.

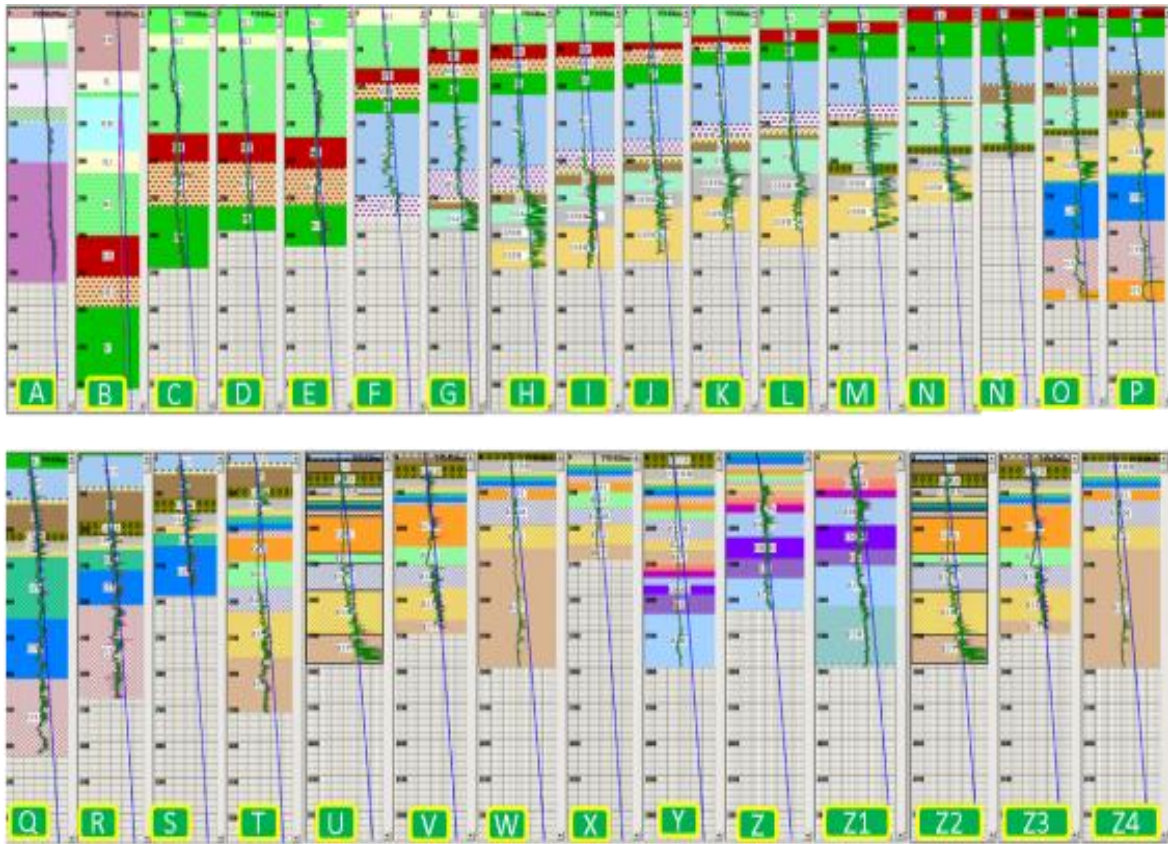


Figura 5.7 Curvas de densidad normalizada, modelos de Gardner, Correa y Ley de Potencias normalizada.

### 5.3.1.3 Calibración de la densidad normalizada

Con los datos del basamento se buscó tener un punto para finalizar el comportamiento de la columna sedimentaria. Teniendo un dato de densidad conocida a una cierta profundidad que permita ajustar la curva de densidad normalizada y así tener una curva confiable para el cálculo de la sobrecarga normalizada.

Los datos del basamento se obtuvieron del trabajo elaborado por el M. David Octavio Rocha Esquinca y colaboradores, denominado “Los métodos potenciales como evidencia geofísica de la evolución tectónica del norte del Golfo de México”. Esto debido a que en las bases de datos autorizadas y en las estaciones de trabajo no se encontró información puntual de la densidad y profundidad del basamento en la cuenca de Burgos.

Como resultado de este trabajo se elaboraron dos imágenes, la primera, muestra los datos de densidad, la segunda, específica la profundidad correspondiente al basamento. Las dos imágenes fueron modificadas sobreponiendo una imagen de la línea OCV-Z4-A, con todos sus pozos (figuras 5.8 y 5.9), donde se pudo identificar los valores correspondientes a la densidad y al intervalo de profundidad de cada pozo con la ayuda de la escala de colores que muestran.

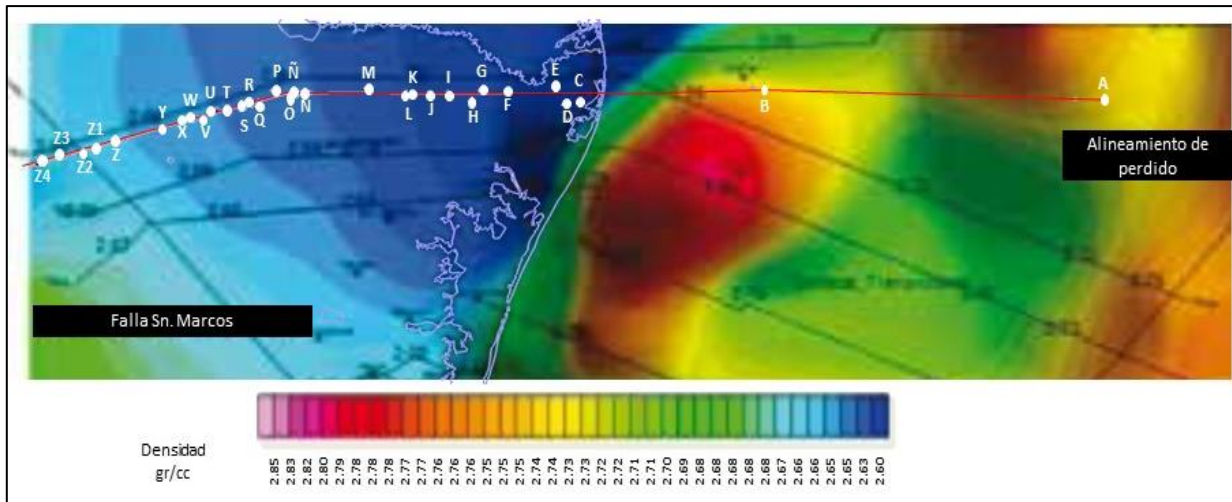


Figura 5.8 Distribución de las densidades del basamento a lo largo de la línea OCV-Z4-A (modificada de Rocha, 2013).

Como muestra la Figura 5.9 el pozo Z4 queda fuera del mapa, por lo cual se consideró que el intervalo de profundidad del basamento es la misma que la del pozo Z3.

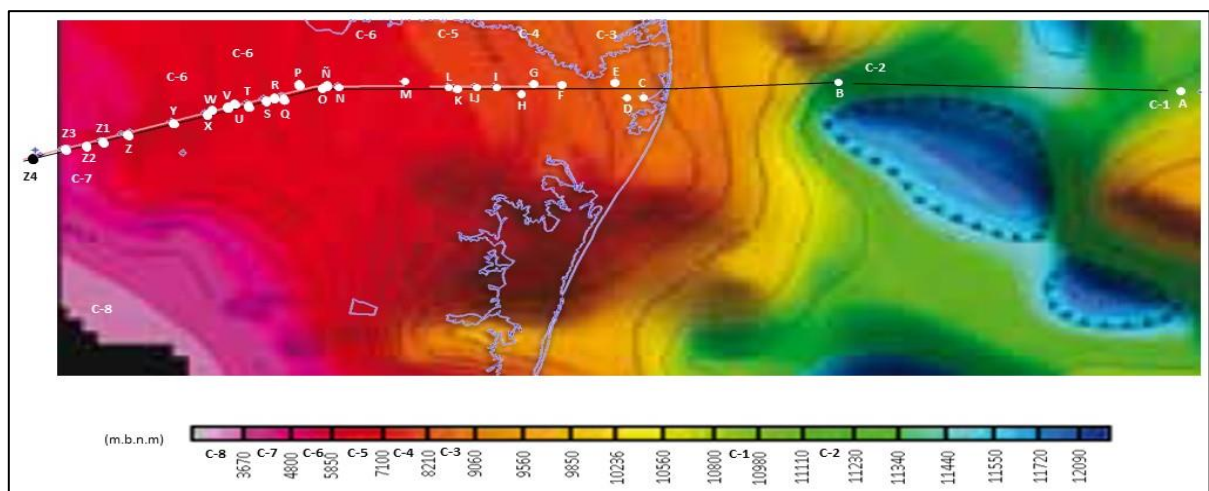


Figura 5.9 Distribución de los intervalos de profundidad de las densidades del basamento a lo largo de la línea OCV-Z4-A (modificada de Rocha, 2013).

La Tabla 5.3 agrupa los valores de densidad y de intervalos de profundidad del basamento asignados a cada pozo en estudio, los cuales se emplearon en la calibración de la curva de densidad normalizada en este proyecto.

Tabla 5.3 Datos del basamento para los pozos en estudio.

Datos del basamento pozos línea OCV_Z4-A					
Pozo	Profundidad (m.b.k.b.)			Densidad (gr/cc)	
	Clave	Cima	Base	Clave	Valor
A	C-1	10828.5	11008.5	6-CC	2.75
B	C-2	11137.4	11257.4	5-CC	2.74
C	C-3	8214.7	9064.7	4-CC	2.6
D	C-3	8214.7	9064.7	4-CC	2.6
E	C-3	8233.6	9083.6	4-CC	2.6
F	C-4	7109.7	8219.7	4-CC	2.6
G	C-4	7112.5	8222.5	4-CC	2.6
H	C-4	7113.2	8223.2	4-CC	2.6
I	C-5	5866.1	7116.1	4-CC	2.6
J	C-5	5873.6	7123.6	4-CC	2.6
K	C-5	5869.6	7119.6	4-CC	2.6
L	C-6	4820.1	5870.1	4-CC	2.6
M	C-6	4827.4	5877.4	4-CC	2.6
N	C-6	4863.6	5913.6	3-CC	2.63
Ñ	C-6	4804.5	5854.5	3-CC	2.63
O	C-6	4905.4	5955.4	3-CC	2.63
P	C-6	4942.7	5992.7	3-CC	2.63
Q	C-6	4824.1	5874.1	3-CC	2.63
R	C-6	4941.3	5991.3	3-CC	2.63
S	C-6	4892.0	5942.0	3-CC	2.63
T	C-6	4946.6	5996.6	3-CC	2.63
U	C-6	4858.1	5908.1	2-CC	2.65
V	C-6	4968.6	6018.6	2-CC	2.65
W	C-6	5001.0	6051.0	2-CC	2.65
X	C-6	5045.4	6095.4	2-CC	2.65
Y	C-6	4990.0	6040.0	2-CC	2.65
Z	C-6	4937.0	5987.0	1-CC	2.66
Z1	C-7	3813.0	4943.0	1-CC	2.66
Z2	C-7	3860.2	4990.2	1-CC	2.66
Z3	C-7	3857.1	4987.1	1-CC	2.66
Z4	C-7	3842.1	4972.1	1-CC	2.66

Como la profundidad del basamento está en intervalos y no puntual, se tomó el criterio de hacer cruzar la curva de densidad normalizada (RHOBn) con la densidad del basamento y mantener este punto de intersección dentro del mismo. Cuidando que la trayectoria de la curva de densidad normalizada se mantuviera lo más cerca posible a la curva de densidad generada por el modelo de Correa y replicara una tendencia de compactación normal.

La Tabla 5.4, muestra que el comportamiento del exponente c cambia con respecto al obtenido en la Tabla 5.2 el cual se mantenía en un valor de 0.8 en toda la cuenca. Además, muestra un patrón ascendente a partir del pozo C que es terrestre, los pozos marinos A y B, no siguen este patrón, al igual que el pozo Z.

*Tabla 5.4 Valores del exponente c, obtenidos de la calibración de la densidad normalizada RHOBn normalizada.*

Epoca	Pozo	RHOB_LP_calibrada			Basamento
		RHOBo	K	C	
Fondo Marino (F.M.)	A	1.935	0.0007	0.782	C-1
	B	1.925	0.0007	0.7577	C-2
Plioceno Superior (P.S.)	C	2.055	0.0007	0.735	C-3
	D	2.055	0.0007	0.735	C-3
	E	2.055	0.0007	0.735	C-3
Plioceno inferior (P.I.)	F	2.124	0.0007	0.735	C-4
	G	2.124	0.0007	0.735	C-4
	H	2.124	0.0007	0.735	C-4
Mioceno Superior (M.S.)	I	2.14	0.0007	0.74	C-5
	J	2.14	0.0007	0.74	C-5
	K	2.14	0.0007	0.74	C-5
	L	2.14	0.0007	0.755	C-6
	M	2.14	0.0007	0.755	C-6
Mioceno Medio (M.M.)	N	2.15	0.0007	0.755	C-6
	Ñ	2.15	0.0007	0.755	C-6
	O	2.15	0.0007	0.755	C-6
	P	2.15	0.0007	0.755	C-6
Mioceno inferior (M.I.)	Q	2.12	0.0007	0.765	C-6
	R	2.12	0.0007	0.765	C-6
	S	2.12	0.0007	0.765	C-6
	T	2.12	0.0007	0.765	C-6
	U	2.12	0.0007	0.765	C-6
	V	2.12	0.0007	0.765	C-6
Oligoceno Superior (O.S.)	W	2.1	0.0007	0.765	C-6
	X	2.1	0.0007	0.765	C-6
	Y	2.1	0.0007	0.765	C-6
Oligoceno inferior (O.I.)	Z	2.08	0.0007	0.775	C-6
Eoceno (E)	Z1	2.25	0.0007	0.75	C-7
	Z2	2.25	0.0007	0.75	C-7
	Z3	2.25	0.0007	0.75	C-7
	Z4	2.25	0.0007	0.75	C-7

También se podría decir que el valor de c está en función de los afloramientos geológicos, ya que en cada cambio de afloramiento este cambia su valor o se mantiene constante, y por la densidad e intervalo de profundidad del basamento, como lo muestra la Figura 5.9. Los valores de k se mantienen constantes en todos los pozos de estudio.

La Figura 5.10 muestra las curvas de densidad normalizada (RHOBn) en color azul y las curvas de densidad normalizadas calibradas (RHOBnc) en color negro. El intervalo de la profundidad y la



densidad del basamento, están representadas de distintos colores, dependiendo los valores que representen. La densidad se representa en forma de línea recta y los intervalos en forma rectangular.

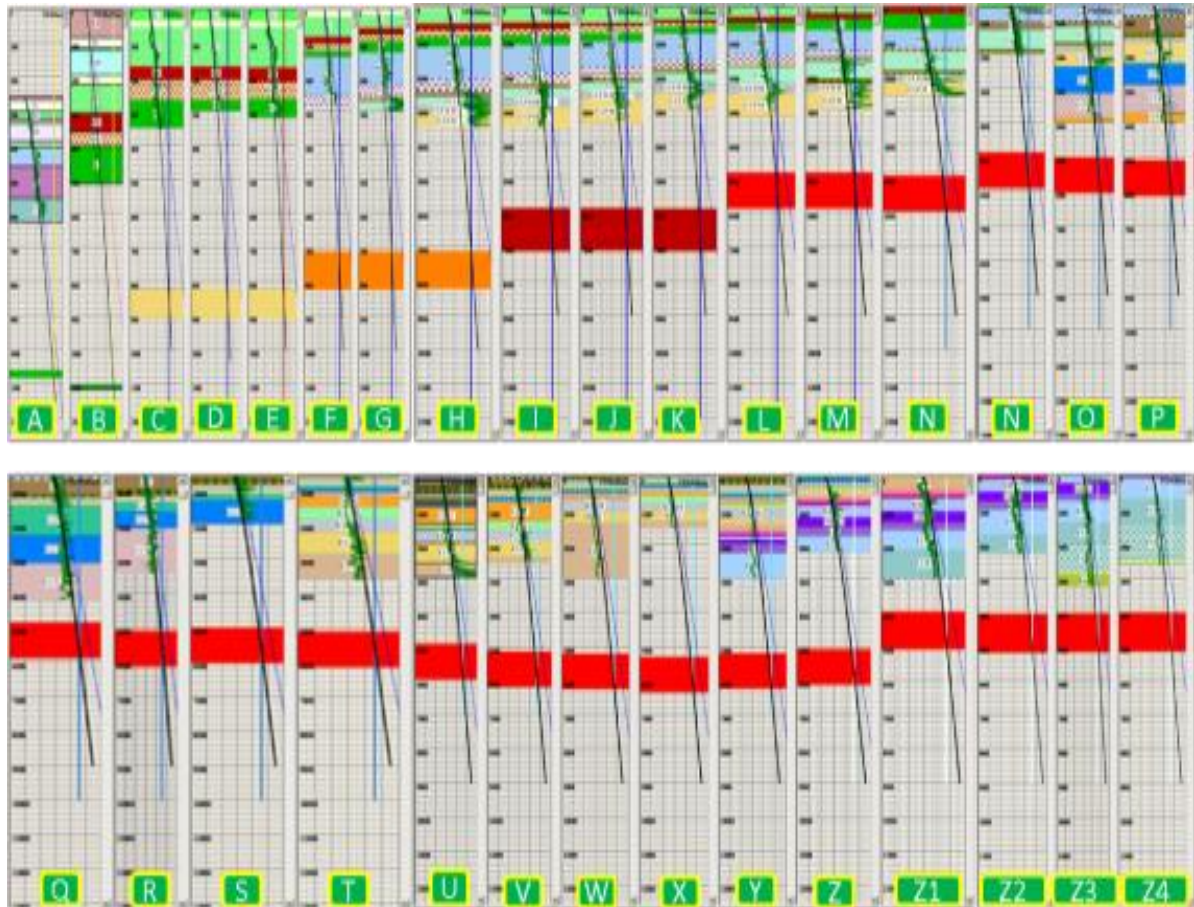


Figura 5.10 Curvas de densidad normalizada (color negro), modelos de Correa (color verde) y Ley de Potencias normalizada (color azul).

La calibración de la densidad normalizada permitió eliminar los efectos de presiones anormales en la curva del gradiente de sobrecarga (OBG), por lo cual es recomendable aplicar esta metodología para el cálculo de las geopresiones de pozos próximos a perforarse en la cuenca de Burgos.

#### 5.3.1.4 Calculo de presión de sobrecarga

Para calcular la presión de sobrecarga en los pozos terrestres (C al Z4) se utilizó las densidades normalizada calibrada, las curvas resultantes se muestran en la Figura 5.17 (color rosa).

La Figura 5.11 muestra un comparativo entre las curvas de gradiente de sobrecarga de los pozos E, T y P, en color rojo, se muestra la curva de sobrecarga obtenida a partir de la densidad sintética sin normalizar y calibrar (RHOB), en color verde se muestra el gradiente de sobrecarga derivado de la densidad normalizada calibrada (RHOBnc). En esta se ve como la curva en color verde ya no muestra cambios bruscos en la tendencia y muestra aumentos en la sobrecarga de manera constante, lo que significa que reproduce la teoría de la compactación normal.

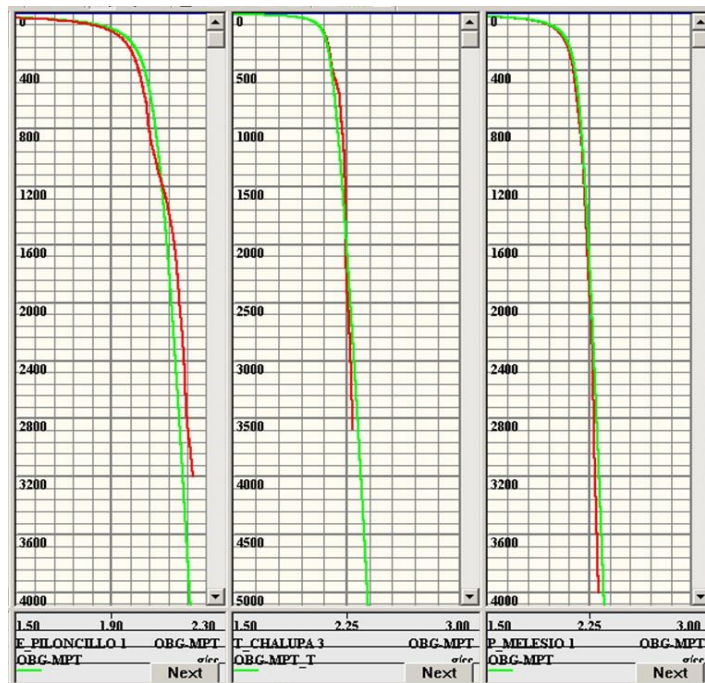


Figura 5.11 Comparativo entre curvas de gradiente de sobrecarga calculadas con la densidad sintética sin normalizar (color rojo) y la densidad normalizada calibrada (color verde).

Como conclusión se puede decir que el uso de la densidad normalizada calibrada (RHOBnc) nos permite eliminar los efectos ambientales que enmascaran las lecturas de los registros tomados en agujero descubierto.

### 5.3.2 Cálculo de presión de sobrecarga para pozos marinos

Antes de realizar el cálculo de la sobrecarga de los pozos marinos A y B, en función de las curvas de densidad normalizadas calibradas (RHOBnc) de cada pozo, se realizó un análisis del comportamiento de la sobrecarga en pozos marinos.

En el desarrollo de este análisis se tomaron los pozos marinos A y B, con un tirante de agua de 2532 m y 68 m respectivamente, así como al pozo terrestre C, el cual tiene una elevación de terreno de 4.7 m.

Los pozos marinos se referenciaron a nivel de *Kelly Bushing* del pozo C. para poder analizarlos sin tirantes de agua, y determinar su gradiente de sobrecarga (OBG) a ese nivel, entendiendo que solo se está considerando la sobrecarga de las formaciones comprendidas dentro del intervalo perforado de cada pozo, sin el peso generado por su columna de agua, en el caso de los pozos marinos.

La Figura 5.12 muestra un comparativo de las curvas de densidad (a), de densidad normalizada calibrada (b) y el gradiente de sobrecarga (c) de los pozos A, B y C a nivel de *Kelly Bushing*. Donde se observa en las tres figuras que la densidad incrementa su valor más rápidamente con respecto a la profundidad en el pozo A, esto se debe a que se localiza a una profundidad mayor de sepultamiento y por consecuencia soporta una sobrecarga mayor que los pozos A y B. Esta diferencia en la sobrecarga es producida principalmente por el tirante de agua que soporta el pozo A. Los pozos B y C muestran una densidad muy similar ya que la diferencia en la sobrecarga no es muy considerable como en el caso del pozo A.

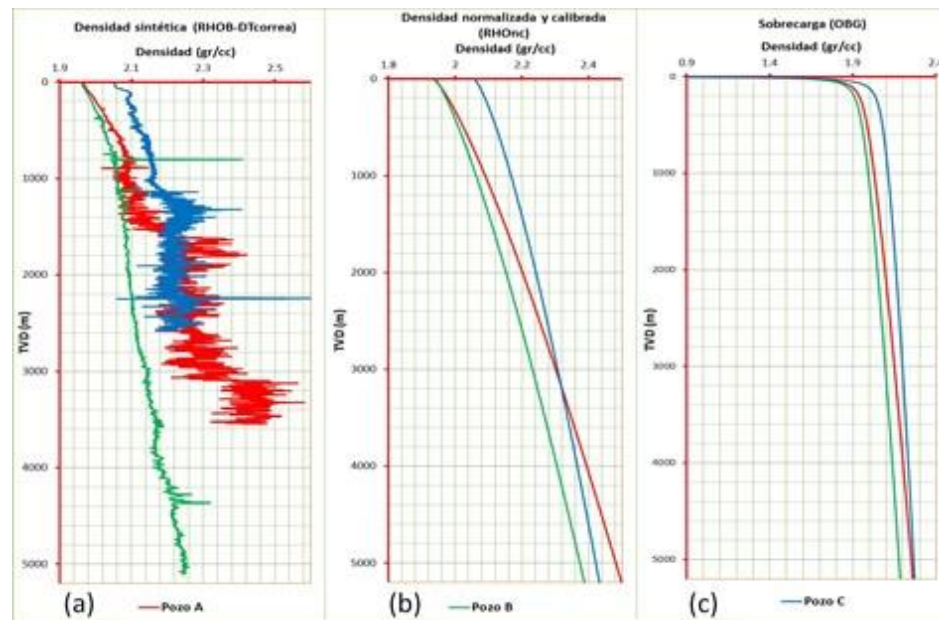


Figura 5.12 Comparación de las curvas de densidad sintética (a), densidad normalizada calibrada (b) y gradiente de sobrecarga (c) de los pozos A, B y C referenciados al *Kelly Bushing* del pozo C.

A los gradientes de sobrecarga de los pozos A, B y C, se les agregó un tirante de agua igual a los tres pozos, con el fin de observar el efecto que se produce.

La Figura 5.13 muestra el análisis del efecto del tirante de agua en el cálculo del gradiente de sobrecarga en pozos marinos, de él se puede concluir que la sobrecarga se deforma en función del tirante de agua que se tenga.

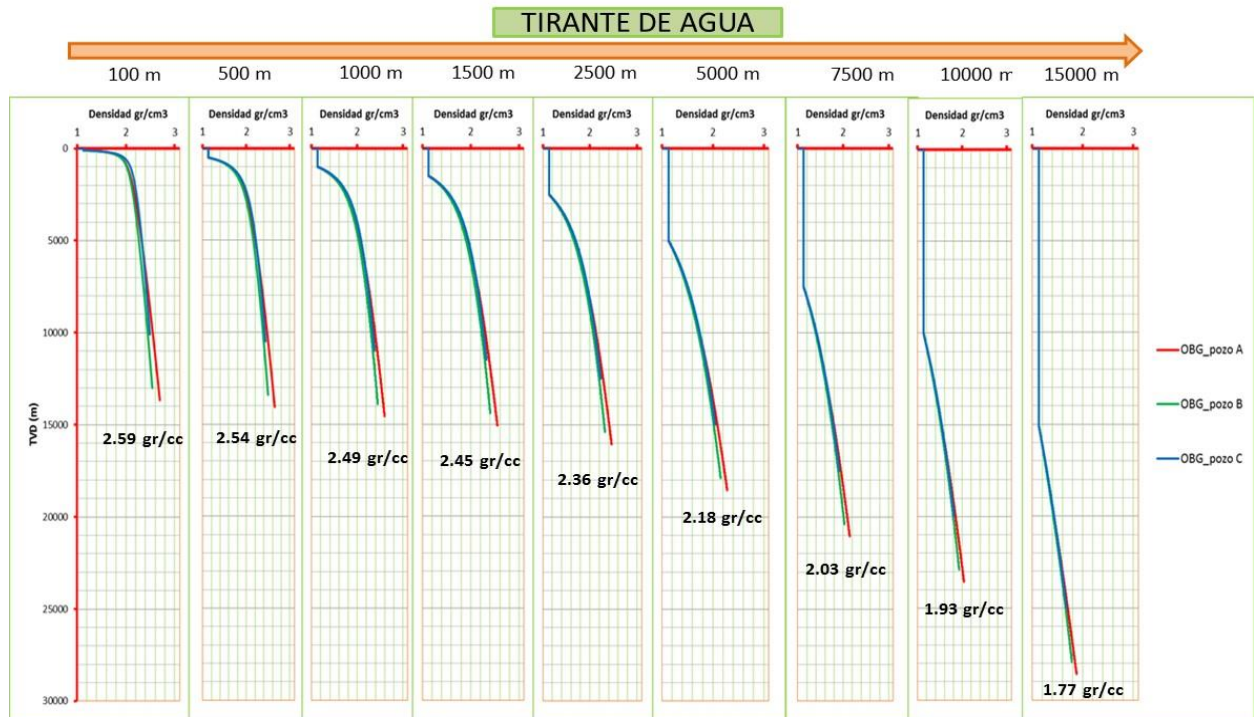


Figura 5.13 Análisis del efecto de tirante de agua sobre el gradiente sobrecarga (OGB).

En la Figura 5.14 se muestra un análisis hecho sobre el último valor de densidad de la curva del gradiente de sobrecarga del pozo A. En él se muestra como la densidad de la sobrecarga disminuye de forma polinómica conforme se aumenta el tirante de agua.

De los anteriores planteamientos se concluye que el cálculo de la presión de sobrecarga se ve afectado por el tirante de agua en pozos marinos, lo que origina que las geopresiones calculadas sin considerar este efecto de manera apropiada sean bajo estimadas.

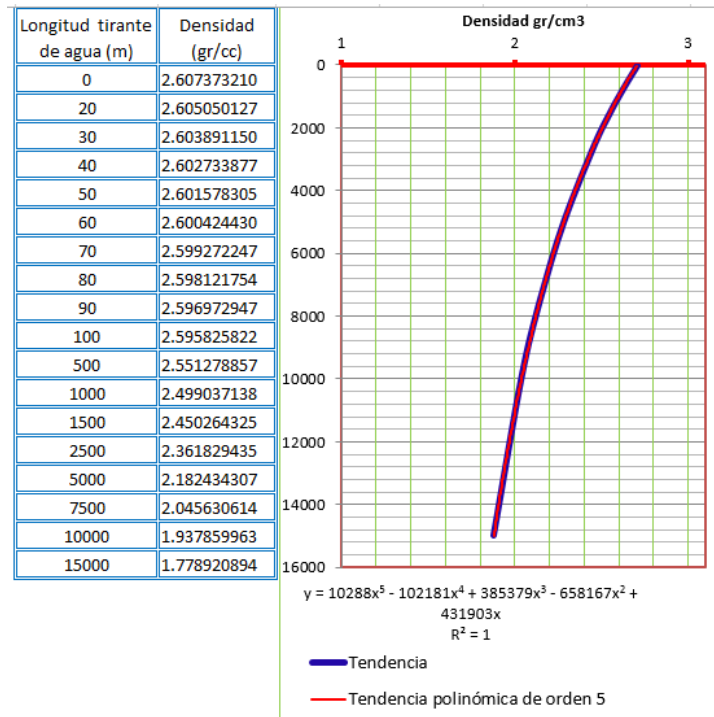


Figura 5.14 Análisis del decremento de la densidad del gradiente de sobrecarga con respecto de la longitud del tirante de tirante de agua.

En los pozos marinos como ya se comentó, están afectados por el tirante de agua, por lo cual se estableció una metodología para la representación de la sobrecarga, a la cual llamaremos “Metodología Marina”. La cual consiste en 5 pasos:

1. Llevar las curvas de densidad normalizada calibrada (RHOBnc) de los pozos marinos a nivel de referencia del terreno de un pozo terrestre cerca de la costa.
2. Calcular la sobrecarga de los pozos marinos.
3. Una vez obtenida esta curva cambiar de referencia nuevamente, ahora a nivel del terreno del pozo marino original.
4. Adicionar la presión hidrostática del agua de mar, es decir, una curva representativa de la densidad del agua de mar (WD), en forma de gradiente.

- Realizar una curva compuesta entre el gradiente de sobrecarga del tirante de agua y el de la formación, a nivel del terreno del pozo en estudio.

La metodología fue aplicada en los pozos A y B (Figura 5.15).

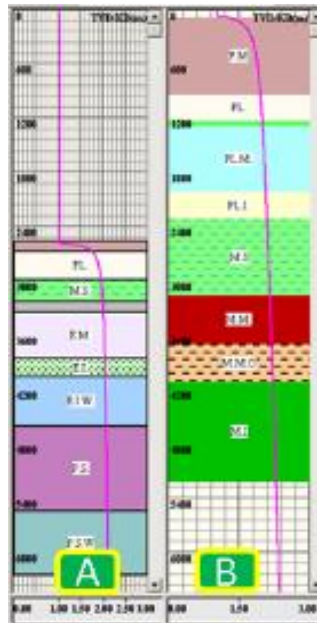


Figura 5.15 Gradiente de sobrecarga de los pozos A y B obtenido de la Metodología marina.

La Figura 5.16 muestra un comparativo de los gradientes de sobrecarga del pozo marino A, obtenida con la Metodología Marina (pista a), la sobrecarga obtenida con el método tradicional (pista b), el comparativo de ambas curvas (pista C), donde se aprecia la diferencia entre una y otra.

De los planteamientos mencionados anteriormente se puede concluir que la metodología marina empleada para corregir la sobrecarga en los pozos marinos, por efecto de tirante de agua, se obtuvo un buen resultado por lo cual se recomienda emplear para el cálculo de este tipo de pozos. Sin embargo se debe de trabajar un poco más en la calibración de este método.

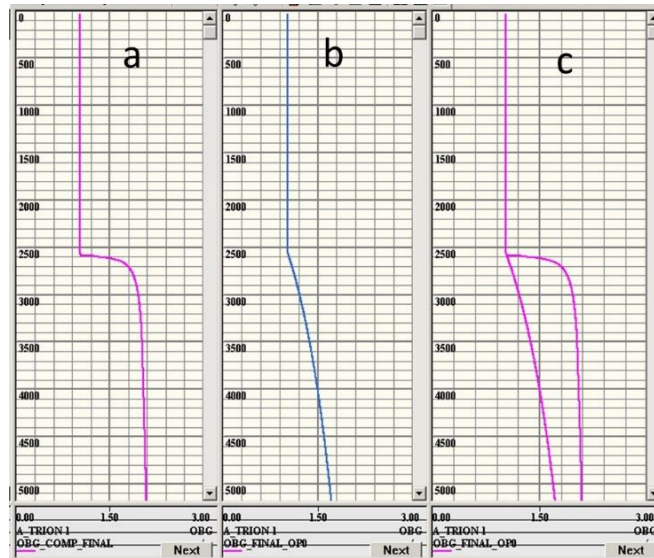


Figura 5.16 a) Sobrecarga obtenida con la metodología marina, b) Sobrecarga obtenida usando el método tradicional y c) Comparativo de curvas a y b

### 5.4 Gradiente de presión de poro

El gradiente de presión de poro fue calculado usando el método de Eaton y la curva sintética compuesta del tiempo de tránsito (DT\_Final).

La Figura 5.17 muestra los resultados finales de las geopresiones calculadas: el gradiente de presión de poro (color rojo), la densidad del fluido de perforación (color naranja), el gradiente de fractura (color azul), y el gradiente de sobrecarga (color rosa).

En el caso del pozo M, a la profundidad de 1734 m se presentó una gasificación, que generó un desbalance en la densidad del fluido de perforación, bajándola a 1.09 gr/cc y al emparejar columnas para tomar registros, se incrementó la densidad hasta 1.50 gr/cc, por lo que la densidad del fluido quedó por debajo de la presión de poro.

La ecuación de Eaton empleada para el cálculo del gradiente de presión de poro, así como su exponente alfa de 0.9 dio buenos resultados, prácticamente en todos los pozos en estudio. Por lo cual se recomienda su empleo en la cuenca de Burgos.

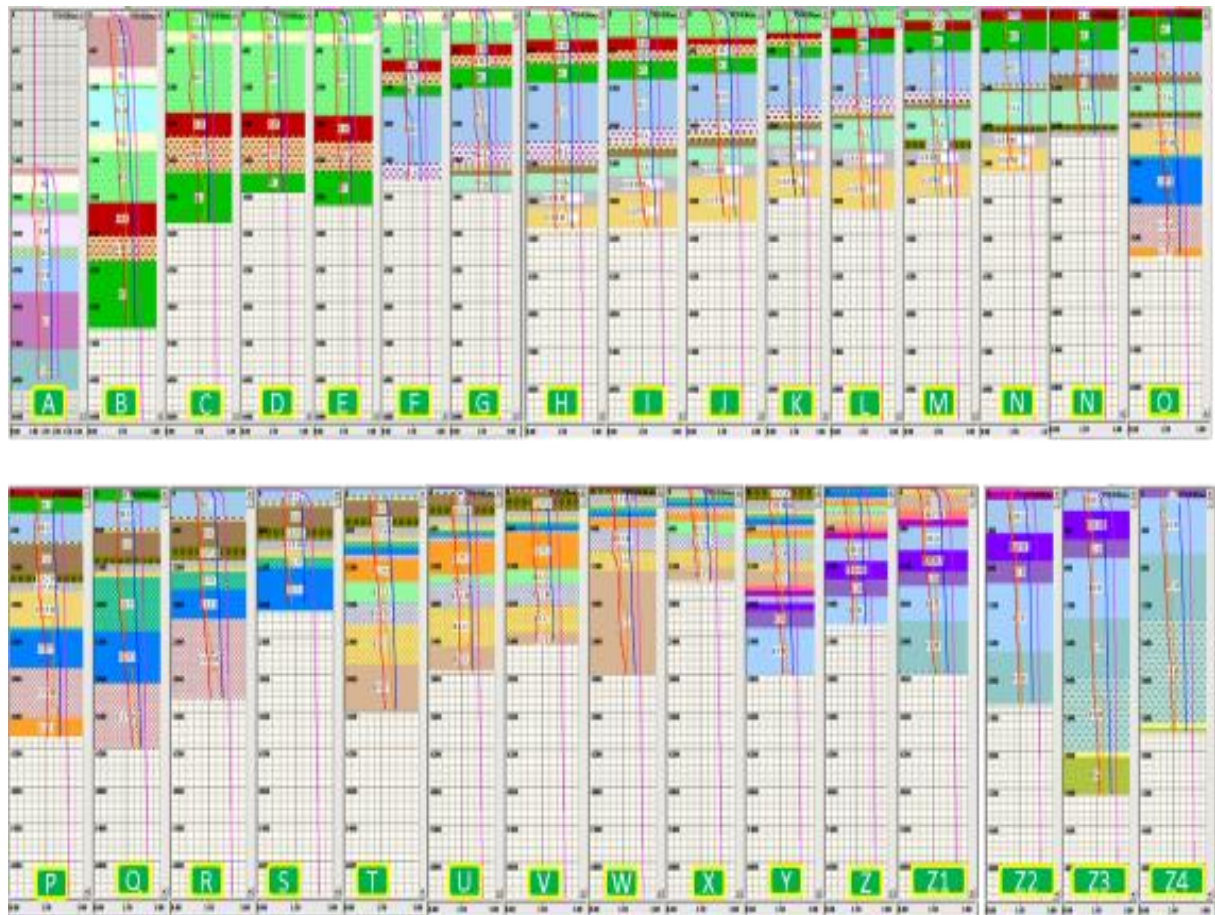


Figura 5.17 En la figura se muestran las geopresiones calculadas para los pozos en estudio. El gradiente de presión de poro (color rojo), el gradiente de fractura (color azul), el gradiente de sobrecarga (color rosa) y la densidad del fluido de perforación (color naranja).

La relación de Poisson para el gradiente de fractura, empleado en la ecuación de Eaton para el cálculo del gradiente de fractura fue de 0.40.

A partir de los resultados mostrados anteriormente, se concluye que el procedimiento que se empleó para determinar las geopresiones es válido, ya que al calcular el gradiente de presión de poro en la mayoría de los pozos hubo necesidad de realizar ningún ajuste a la misma, pues siempre el gradiente de presión de poro (color rojo) quedo por debajo o sobre la densidad del fluido de perforación (línea naranja). El comportamiento del gradiente de fractura (color azul) fue similar, no se realizó ajuste alguno y se mantuvo por encima de la densidad del fluido de perforación.



### 5.5 Mapeo de comportamiento de variables

Para poder visualizar y utilizar la información de las variables resultantes de los modelos aquí desarrollados se elaboraron mapas gráficos en el software Surfer 8.

Estos mapas se podrán usar en función de las épocas geológicas de la cuenca, por lo cual para el uso de ellos es necesario conocer en que época geológica aflora el pozo que se va a analizar, una vez determinado esto, se ubicara la época del afloramiento en los mapas y se usaran los valores correspondientes para la variable.

Describe las épocas geológicas que afloran en la cuenca de Burgos en color verde, así como sus límites entre ellas; los valores resultantes de las variables en color azul cielo.

#### 5.5.1 Mapas que describen los parámetros de variables de la ecuación 4.6 (DTsc)

Para definir los valores de la ecuación 4.6 (DTsc) en la cuenca de Burgos se elaboraron dos mapas, el primero (Figura 5.18), representa los valores de la variable del parámetro  $\beta$  y el segundo muestra los valores correspondiente del parámetro de c (Figura 5.19).

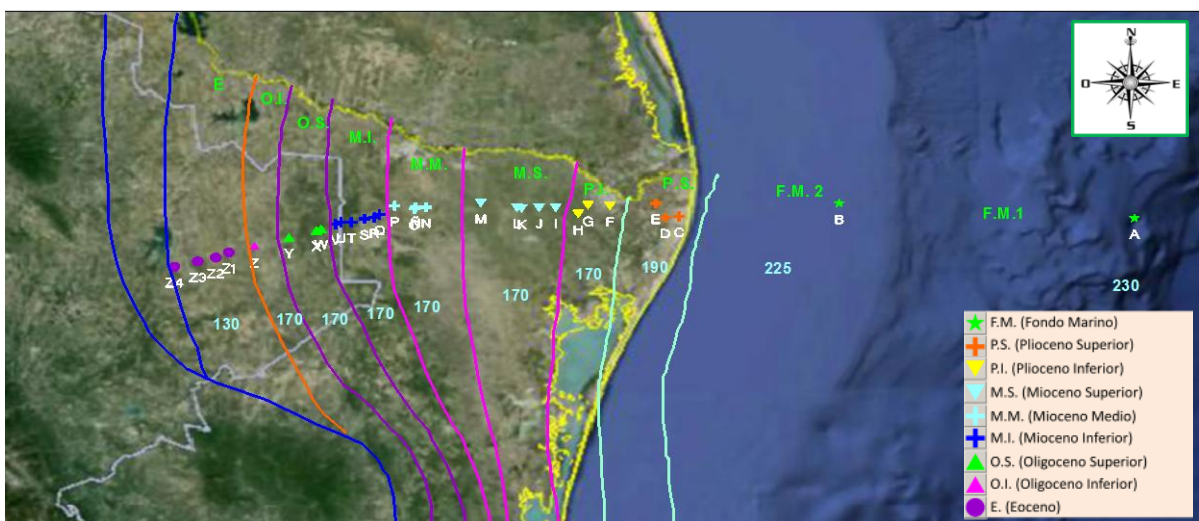


Figura 5.18 Mapa de valores propuestos para la variable  $\beta$  de la ecuación 4.6, para la cuenca de Burgos



Figura 5.19 Mapa de valores propuestos para  $c$ , de la ecuación 4.6, para la cuenca de Burgos.

### 5.5.2 Mapas de RTo y DT0

Para definir los valores de la resistividad observada en superficie (RTo) y tiempo de tránsito observado en superficie (DT0) en el modelo que describe el comportamiento de tendencia normal de compactación (MDCTNC) en la cuenca de Burgos. Se crearon dos mapas, el primero (Figura 5.20), muestra valores de RTo y el segundo (Figura 5.21) los valores de (DT0).

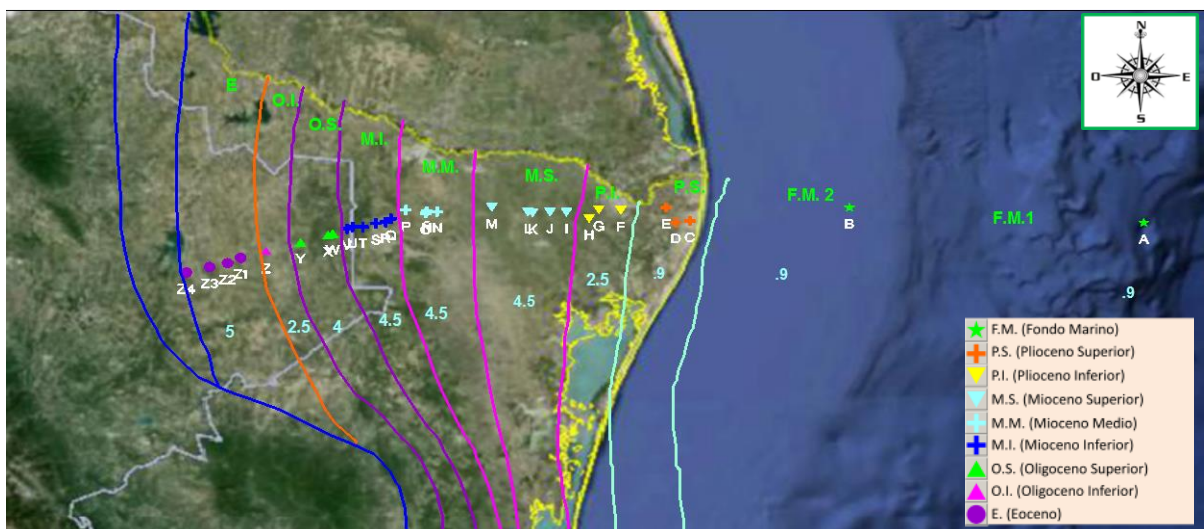


Figura 5.20 Mapa de valores de RTo del modelo de comportamiento de tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos.

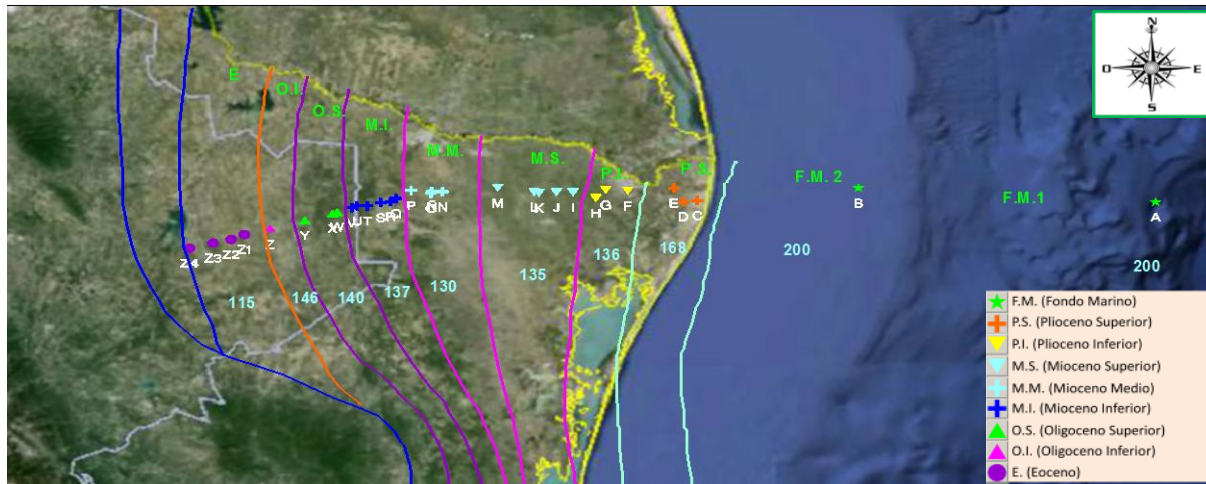


Figura 5.21 Mapa de valores de  $D_{To}$  del modelo de comportamiento de tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos.

### 5.5.3 Mapas para la densidad normalizada calibrada (RHOBnc)

También se elaboró un mapa para el parámetro RHOB<sub>o</sub> (Figura 5.22) empleados en la ecuación de ley de potencias normalizada calibrada (RHOBnc).

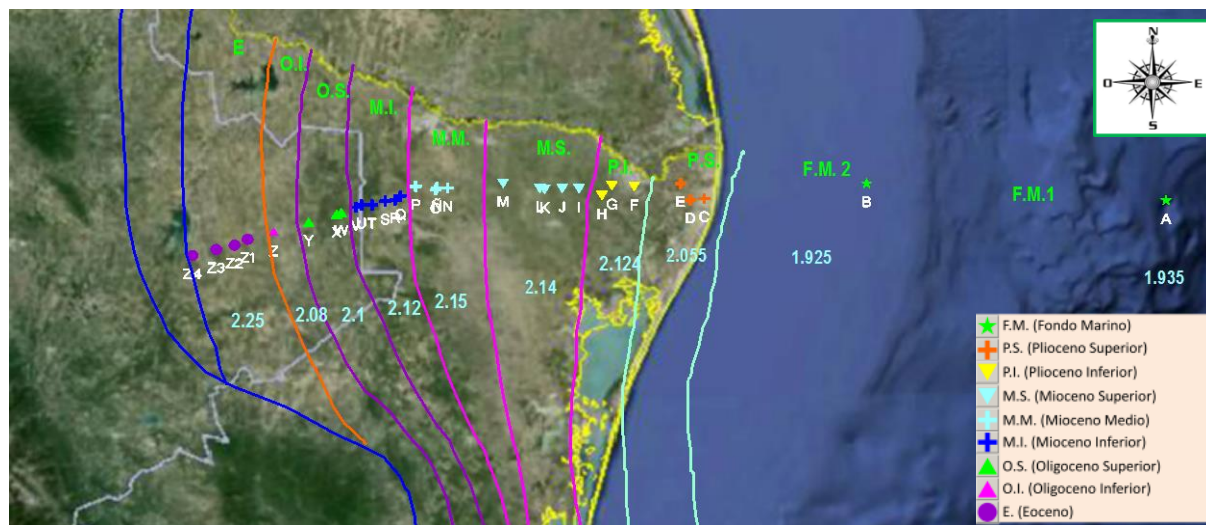


Figura 5.22 Mapa de valores propuesto para el parámetro  $RHOB_o$  de ecuación de ley de Potencias en la cuenca de Burgos.

---

# Capítulo 6

## *Validación de modelos*

Este capítulo se enfoca principalmente en validar los mapas propuestos en la sección 5.5, los cuales plantean valores determinados para los modelos de: tiempo de tránsito de Correa (ecuación 4.6), modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación y de densidad normalizada calibrada. Esto con el fin de comprobar la hipótesis planteada de que los valores determinados para cada época geológica mantienen su valor en toda su extensión.

También en este capítulo se validaron nuevamente los valores de los parámetros de los modelos de Correa y modelo de Eaton, que no mostraron estar en función de las épocas geológicas que afloran en la cuenca de Burgos.

Para llevar a cabo esto se empleó 19 pozos terrestres perforados entre los años de 1960 y 2013 en la cuenca.

### ***6.1 Ubicación e información***

Para validar cada uno de los modelos desarrollados y descritos en los capítulos 4 y 5, se utilizó la información de 19 pozos terrestres perforados entre los años de 1960 y 2013 en la cuenca de Burgos, 7 de los cuales fueron perforados de forma horizontal en formaciones de lutita y 12 de manera convencional.

En la Figura 6.1 se muestra la ubicación geográfica de los pozos de validación, los cuales están representados con un rombo en color verde y se encuentran aleatoriamente alrededor de la línea OCV\_Z4-A (círculos color rojo) y aflorando en distintas épocas geológicas.

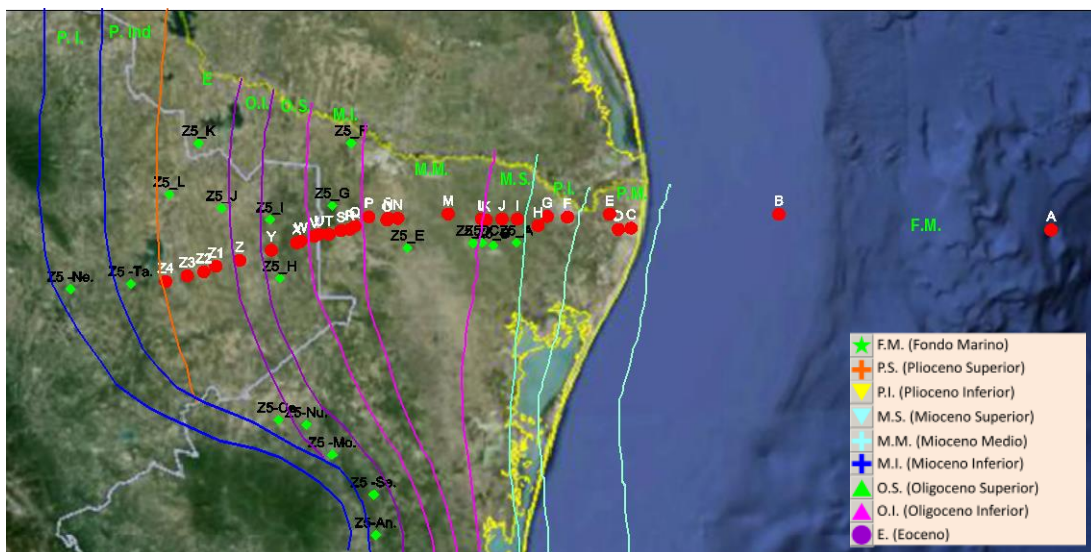


Figura 6.1 Ubicación de pozos de validación en la cuenca de Burgos.

Los 19 pozos seleccionados cuentan con curvas de resistividad y de litología, que son las curvas necesarias para aplicar los modelos desarrollados. La Tabla 6.1 resume la información recopilada para cada pozo de validación.

Tabla 6.1 Información recopilada, clasificada y disponible para validar el modelo.

Pozo	Trayectoria	Inicio Perforación	Municipio	Profundidad.	Coordenadas		GR (GAPI)	SP (mv)	RES (ohmm)	DT (US/F)	RHOB (gr/cc)	Exp	IG
					X	Y							
Z5_TA	Horizontal	10/04/2013	China	2888	458018.81	2825719.50	GR	SP	AF90	DTCO	RHOM	OK	OK
Z5_NE	Horizontal	26/08/2013	Los Ramones	2359	431666.00	2823368.00	GR	SP	AF90	DTCO	RHOZ	OK	OK
Z5_CE	Horizontal	12/08/2013	Burgos	3007	522738.00	2763956.00	GR	SP	AF90	DTCO	RHOM	OK	OK
Z5_NU	Horizontal	05/12/2012	Gustavo Díaz Ordaz	3191	541296.14	2761819.00	GR	SP	AF90	DTCO	RHOZ	OK	OK
Z5_MO	Horizontal	18/08/2013	Burgos	2555	546224.00	2748074.00	GR	SP	AF90	DTCO	RHOM	OK	OK
Z5_SE	Horizontal	20/04/2013	Cruillas	2972	564342.00	2730088.00	GR	SP	AF90	DTCO	RHOB	OK	OK
Z5_AN	Vertical	28/12/2013	San Fernando	1702	2711713.00	565243.00	GR	SP	AF90			OK	OK
Z5_A	Vertical	16/05/2000	Valle Hermoso	3121	2844447.82	626737.17	GR		ILD	DT	RHOB	OK	OK
Z5_B	Vertical	28/10/1968	Valle Hermoso	4500	2843127.06	616779.75	GR	SP	ILD			OK	OK
Z5_C	Vertical	07/12/1966	Valle Hermoso	2253	2844388.23	611739.06		SP	ILD	DT		OK	OK
Z5_D	Vertical	21/02/1960	Valle Hermoso	3000	2844283.40	607879.90	GR	SP	LN			OK	OK
Z5_E	Vertical	08/12/1971	Reynosa	2900	2842108.00	579167.00		SP	ILD	DT		OK	OK
Z5_F	Direccional	25/10/2004	Reynosa	2999	2889644.45	554439.71	GR		AF90	DTCO	RHOB	OK	OK
Z5_G	Direccional	09/07/2013	Reynosa	1649	2861340.00	546214.00	GR		AF90	DTCO	DRHO	OK	OK
Z5_H	Vertical	11/08/2006	China	3334	2828206.70	523307.85	GR		ILD	DT	RHOB	OK	OK
Z5_I	Direccional	06/09/2012	General Bravo	1754	2854922.38	518991.58	GR		R850	DT35	DEN	OK	OK
Z5_J	Direccional	24/11/2013	General Bravo	1700	2860125.38	497838.19	GR	SP	AF90	DT	DRH	OK	OK
Z5_K	Direccional	11/02/2006	Doctor Coss	2632	2889541.12	487650.90	GR		AF60	DT	RHOZ	OK	OK
Z5_L	Vertical	11/09/2002	Aldamas Nuevo León	4979	2866315.00	474805.00	GR	SP	AHF90	DTCO	RHOB	OK	OK

Donde:

GR Curva de rayos gamma

RHOB Curva de densidad volumétrica

SP Curva potencial espontaneo

IG Informe geológico

DT Curva de tiempo de tránsito

Exp Expediente del pozo

### 6.2 Metodología utilizada

En la validación de los modelos determinados en los capítulos 4 y 5 se empleó la siguiente metodología (Figura 6.2).

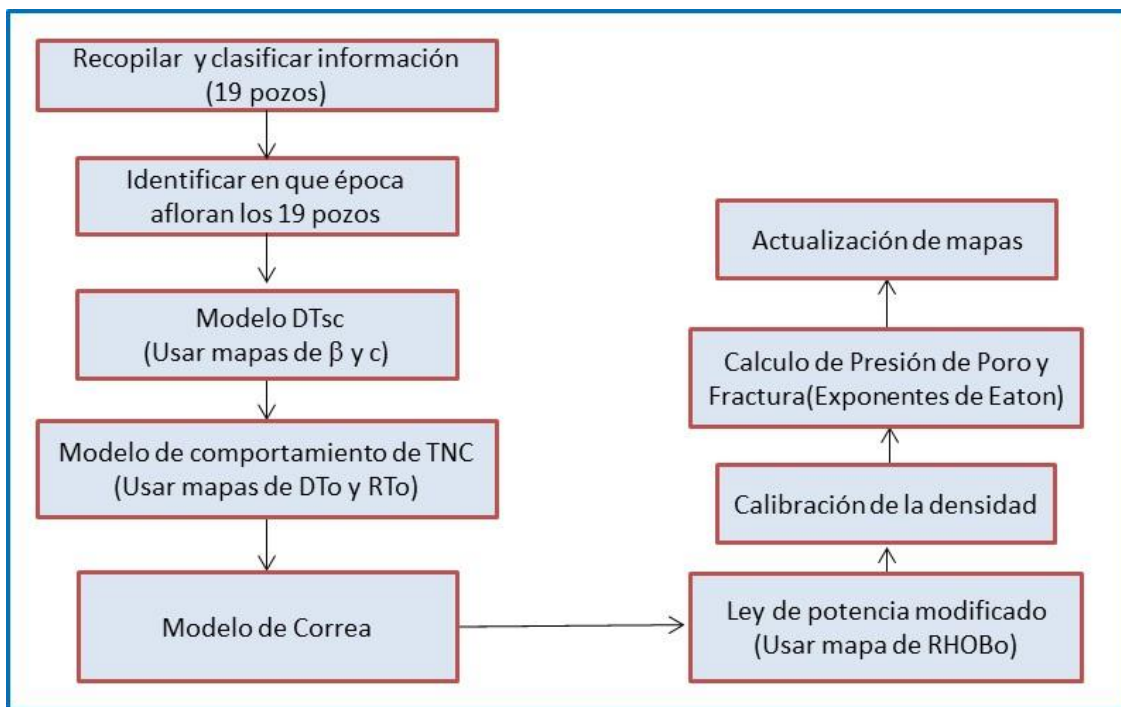


Figura 6.2 Diagrama de flujo para validar los modelos.

### 6.3 Época de afloramiento de los pozos

Para hacer uso de los mapas elaborados en las secciones 5.5.1, 5.5.2 y 5.5.3, se identificó la época geológica en la cual afloran los 19 pozos de validación (Tabla 6.2).

Tabla 6.2 Época de afloramiento de cada pozo de validación.

Época	Pozo	Época	Pozo	Época	Pozo
Mioceno Superior (M.S.)	Z5_A	Oligoceno Superior (O.S.)	Z5_H	Eoceno (E)	Z5-Ce.
	Z5_B		Z5_I		Z5_J
	Z5_C		Z5-An.		Z5_K
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_D	Oligoceno Inferior (O.I.)	Z5 -Se.		Z5_L
	Z5_E		Z5 -Mo.	Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5 -TA
Mioceno Inferior (M.I.)	Z5_F		Z5-Nu.	Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5 -Ne.
	Z5_G				

### 6.4 Tiempo de transito sintético de Correa (DTsc)

En referencia a la clasificación de la Tabla 6.2 se obtuvo los valores para “β” y c de los mapas descritos en las figuras 5.16 y 5.17, y se emplearon en la ecuación 4.6 para determinar las curvas sintéticas de tiempo de tránsito para los pozos de validación. La Figura 6.3 muestra las curvas tiempo de transito sintética de Correa (DTsc), generadas para cada pozo de validación (color rosa), y compresional (color azul) con orientación este a oeste.

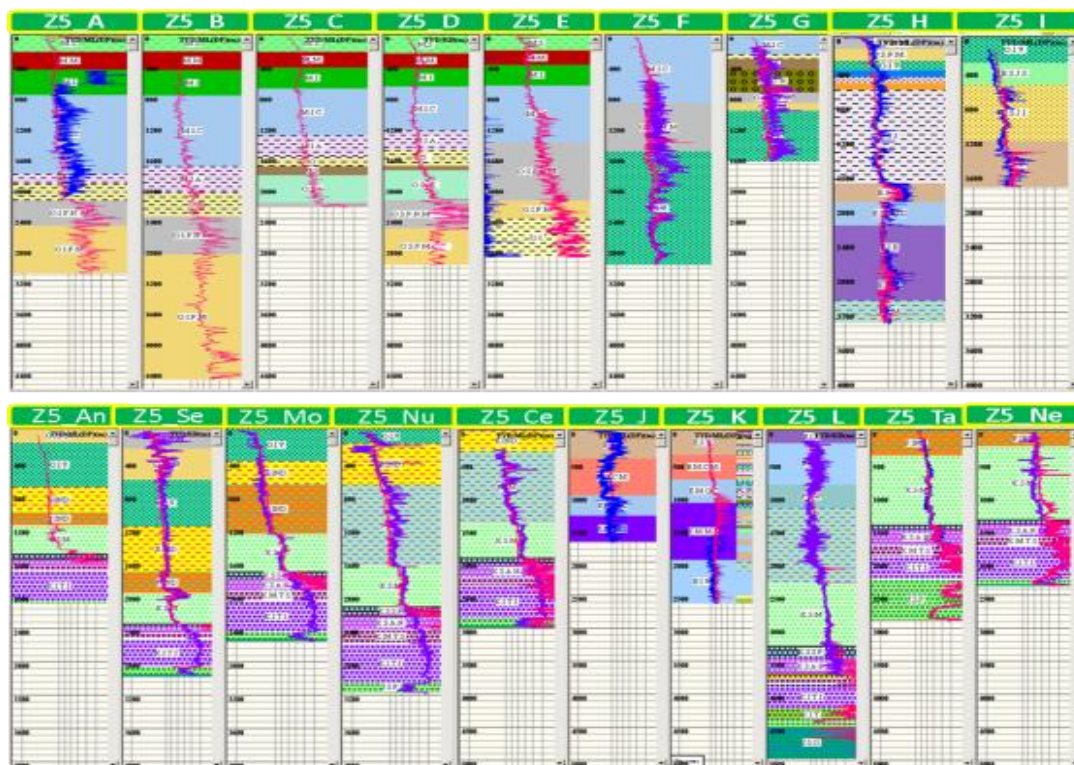


Figura 6.3 Curvas sintéticas de tiempo de tránsito (color rosa) calculadas en orden este a oeste y de tiempo de transito compresional registradas en el pozo (color azul).

---

Los pozos Z5\_G, Z5\_I y Z5\_J, presentan detalles que se describen a continuación

La curva del pozo Z5\_G con un valor de  $c$  de 0.31, no hace un buen ajuste en la parte inferior, sin embargo, al cambiar el valor  $c$  a 0.32 se obtiene un buen ajuste. La curva del pozo Z5\_I no hace un buen ajuste en la parte superior, lo cual se debe a la baja calidad de la curva de tiempo de tránsito compresional, y no a los valores de  $\beta$  y  $c$ . La curva de DTsc del pozo Z5\_J se ve muy fina, debido también a la baja calidad del registro de resistividad.

La curva de DTsc de los pozos, Z5\_An, Z5\_Se, Z5\_Mo, Z5\_Nu y Z5\_Ce, se ve afectada considerablemente en la parte baja del pozo, debido a la presencia de rocas carbonatadas que afectan el registros de resistividad pertenecientes al cretácico superior en esa parte por lo cual el registro de resistividad se ve afectado por ello.

Los pozos Z5\_Ta y Z5\_Ne se localizan más al oeste que el pozo Z4, por lo que dan continuidad a la línea OCV\_Z4-A (Figura 6.1). Manteniendo las tendencias de las variables  $\beta$  y  $c$  a disminuir sus valores hacia el oeste. Esto se puede observar en la Tabla 6.2.

La Tabla 6.3 muestra los valores de los parámetros  $\beta$  y  $c$  utilizados en la ecuación 4.6, para generar las curvas de tiempo de tránsito sintéticas (DTsc); para los pozos de validación, los cuales se encuentran resaltados en color gris claro. En los recuadros color gris oscuro, se muestran los valores de “ $\beta$ ” y  $c$  que no siguen las tendencias de los mapas, según la época en la que afloran los pozos.

Por lo antes mencionado y analizando los resultados obtenidos de los pozos de estudio en comparación con los pozos del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos, podemos decir que los valores de “ $\beta$ ” y  $c$  mostrados en la Tabla 6.2 se pueden utilizar con confianza en la ecuación 4.6 para el cálculo de la curva sintética de tiempo de tránsito (DTsc) en la cuenca de Burgos.



Tabla 6.3 Valores obtenidos para las variables de la ecuación de tiempo de tránsito (DTsc).

Época	Pozo	Variables para el tiempo de tiempo de tránsito sintético (DTsc)				
		$\beta$	k	b	m	c
Fondo Marino (F.M.)	A	230	-1	200	0.88	0.365
	B	225	-1	200	0.88	0.348
Plioceno Superior (P.S.)	C	190	-1	200	0.88	0.333
	D	190	-1	200	0.88	0.333
	E	170	-1	200	0.88	0.325
Plioceno Inferior (P.I.)	F	170	-1	200	0.88	0.333
	G	170	-1	200	0.88	0.333
	H	170	-1	200	0.88	0.333
Mioceno Superior (M.S.)	I	170	-1	200	0.88	0.31
	Z5_A	170	-1	200	0.88	0.32
	J	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5_B	170	-1	200	0.88	0.32
	K	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5_C	170	-1	200	0.88	0.32
	L	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5_D	170	-1	200	0.88	0.32
	M	170	-1	200	0.88	0.32
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_E	170	-1	200	0.88	0.32
	N	170	-1	200	0.88	0.32
	Ñ	170	-1	200	0.88	0.32
	O	170	-1	200	0.88	0.32
Mioceno Inferior (M.I.)	P	170	-1	200	0.88	0.32
	Q	170	-1	200	0.88	0.31
	Z5_F	170	-1	200	0.88	0.31
	R	170	-1	200	0.88	0.31
	S	170	-1	200	0.88	0.31
	Z5_G	170	-1	200	0.88	0.32
	T	170	-1	200	0.88	0.31
Oligoceno Superior (O.S.)	U	170	-1	200	0.88	0.31
	V	170	-1	200	0.88	0.31
	W	170	-1	200	0.88	0.305
	X	170	-1	200	0.88	0.305
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z5_H	170	-1	200	0.88	0.305
	Y	170	-1	200	0.88	0.305
	Z5_I	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5-An.	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5-Se.	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5-Mo.	170	-1	200	0.88	0.32
Eoceno (E)	Z5-Nu.	170	-1	200	0.88	0.32
	Z	170	-1	200	0.88	0.32
	Z5-Ce.	130	-1	200	0.88	0.27
	Z5_J	130	-1	200	0.88	0.27
	Z1	130	-1	200	0.88	0.27
	Z2	130	-1	200	0.88	0.27
	Z5_K	130	-1	200	0.88	0.27
	Z3	130	-1	200	0.88	0.27
Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5_L	130	-1	200	0.88	0.27
	Z4	130	-1	200	0.88	0.26
Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5-Ta	108	-1	200	0.88	0.25
	Z5-Ne.	100	-1	200	0.88	0.24

### 6.5 Modelo de comportamiento de la TNC para resistividad y tiempo de tránsito.

Para validar los mapas 5.18 y 5.19, se tomaron los valores correspondientes a los afloramientos de los 19 pozos de validación (Tabla 6.4). Estos se emplearon en las ecuaciones 4.7 y 4.8 para calcular la tendencia normal de compactación de resistividad y tiempo de tránsito respectivamente.

Tabla 6.4 Valores obtenidos de las figuras 5.18 y 5.19 para los parámetros de las ecuaciones 4.7 y 4.8 así como sus valores de c. respectivos.

Época	Pozo	RTo	c	DTo	c
Mioceno Superior (M.S.)	Z5_A	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_B	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_C	4.5	0.0005	135	0.00032
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_D	4.5	0.0005	130	0.00032
	Z5_E	4.5	0.0005	130	0.00032
Mioceno Inferior (M.I.)	Z5_F	4.5	0.0005	137	0.00032
	Z5_G	4.5	0.0005	137	0.00032
Oligoceno Superior (O.S.)	Z5_H	4	0.0005	140	0.00032
	Z5_I	4	0.0005	140	0.00032
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z5-An.	2.5	0.0005	146	0.00032
	Z5-Se.	2.5	0.0005	146	0.00032
	Z5-Mo.	2.5	0.0005	146	0.00032
	Z5-Nu.	2.5	0.0005	146	0.00032
Eoceno (E)	Z5-Ce.	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_J	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_K	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_L	5	0.0005	115	0.00032
Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5-TA	s/v	0.0005	s/v	0.00032
Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5-Ne.	s/v	0.0005	s/v	0.00032

También se determinaron los valores de resistividad observada en superficie (RTo) y de tiempo de tránsito observado en superficie (DTo) para los pozos Z5\_TA y Z5\_Ne, los cuales dan continuidad a la línea OCV-Z4-A.

La Figura 6.4, muestra las líneas rectas resultantes del cálculo de la tendencia normal de compactación (color negro), y las curvas de resistividad (color rojo), En esta Figura se observa que la pendiente de la recta se mantiene constante y los valores de resistividad superficial (RTo) varían de forma ascendente en función de los afloramientos geológicos de los pozos (Tabla 6.3).

En la Figura 6.5 se muestran las líneas rectas resultantes del cálculo de la tendencia normal de compactación (color café), y las curvas de tiempo de tránsito sintético (color rosa), y registrada

(color azul) .Se observa que la pendiente de la recta se mantiene constante y los valores del tiempo de transito observado en superficie (DT<sub>o</sub>) varían de forma descendente.

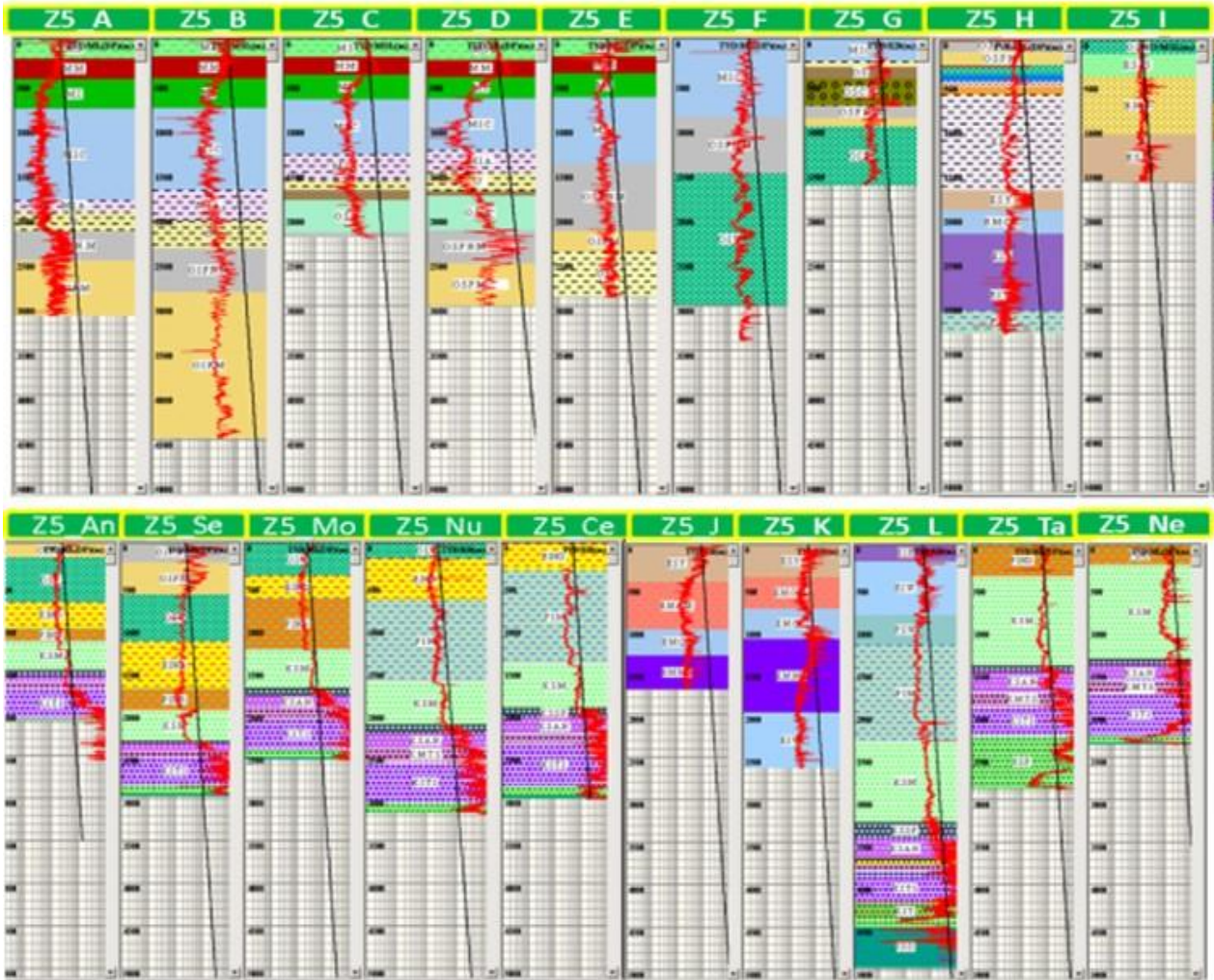


Figura 6.4 Curvas de tendencia normal de compactación de resistividad de los pozos validación, ordenados de este a oeste (color negro).

El comportamiento de los valores de R<sub>T<sub>o</sub></sub> y DT<sub>o</sub> en la Tabla 6.3 muestra tres irregularidades principales comprendidas en las épocas geológicas de Eoceno, oligoceno Superior e inferior.

Al pozo Z5\_I se le determinó un afloramiento en la época del oligoceno superior, en base a la Figura 5.19, sin embargo, sus resultados de 1.2 ohm-m para R<sub>T<sub>o</sub></sub> y de 150 μs/ft para DT<sub>o</sub> no concuerdan con los datos obtenidos para esa época geológica. Por lo cual, sería recomendable

analizar pozos cercanos a él para determinar si las curvas registradas en ese pozo están afectas por efectos ambientales o humanos.

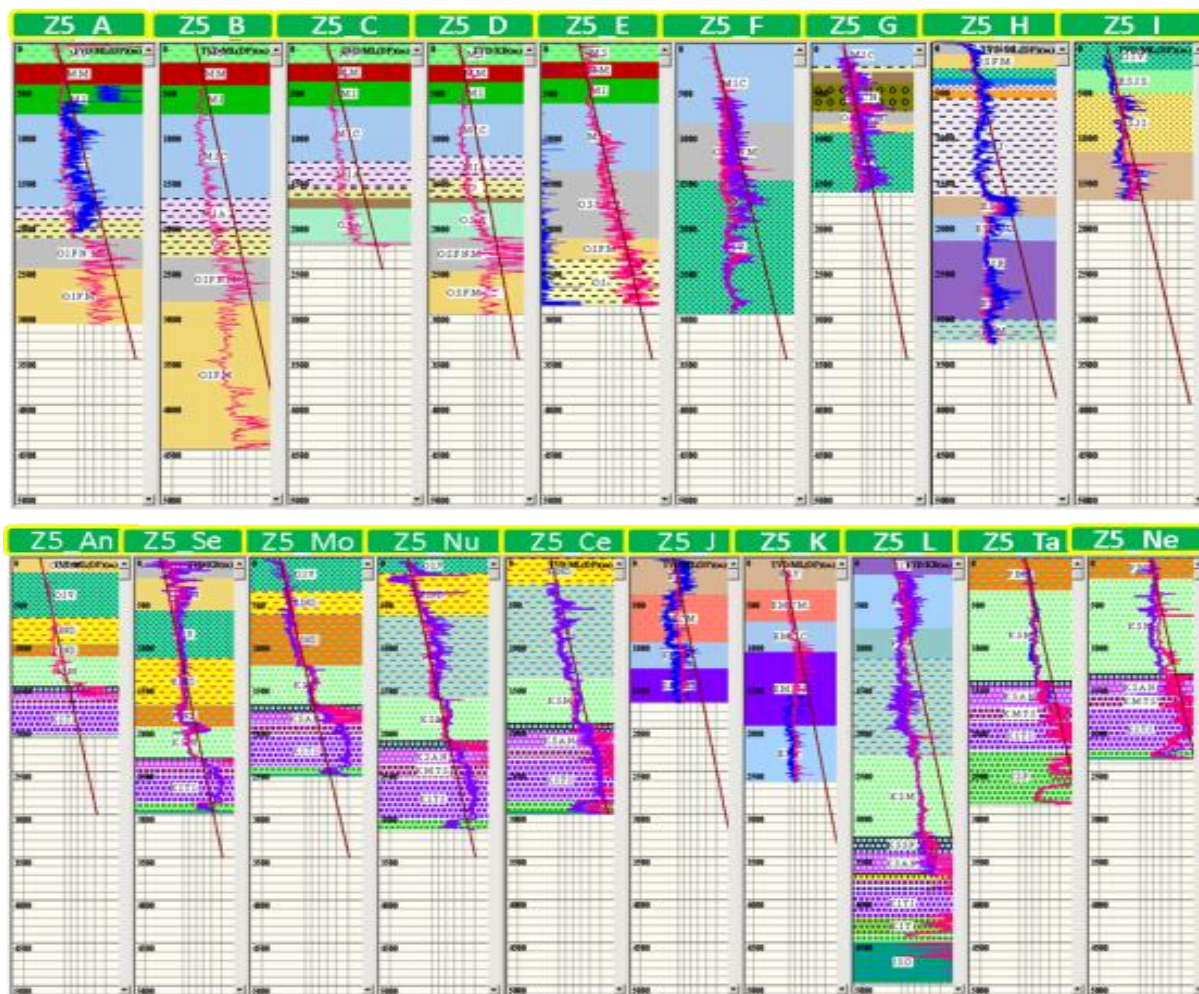


Figura 6.5 Curvas de tendencia normal de compactación del tiempo de transito de los pozos de aplicación, ordenados de este a oeste (color café).

Los pozos Z5-An, Z5\_Se, Z5\_Mo y Z5\_Nu, se les determino un afloramiento geológico correspondiente a la época del oligoceno inferior, con un valor de  $146 \mu\text{s}/\text{ft}$ , sin embargo, al aplicar el valor a la ecuación 5.5 no presenta un buen ajuste. Pero con el valor de  $150 \mu\text{s}/\text{ft}$  sí. Las variaciones pueden ser debidas a que inicialmente se tenía solo un pozo en la época geológica del oligoceno inferior y no tuvo punto de comparación. Otro motivo de la variación puede ser la distancia que tiene el pozo Z de los pozos, Z5-An, Z5\_Se, Z5\_Mo y Z5\_Un, por lo que se

recomienda que se busque pozos más cercanos para poder confirmar el valor exacto de la edad oligoceno inferior.

El pozo Z5\_J muestra un caso similar al del pozo Z5\_I, por lo cual, también se recomienda analizar pozos más cercanos a él.

Tabla 6.5 Valores de  $RT_0$  y  $DT_0$ , así como del exponente  $c$  de cada pozo.

Época	Pozo	TNC Resistividad		TNC Tiempo de	
		$RT_0$	$c$	$DT_0$	$c$
Fondo Marino (F.M.)	A	0.9	0.0005	200	0.00032
	B	0.9	0.0005	200	0.00032
Plioceno Superior (P.S.)	C	0.9	0.0005	168	0.00032
	D	0.9	0.0005	168	0.00032
	E	0.9	0.0005	168	0.00032
Plioceno Inferior (P.I.)	F	2.5	0.0005	136	0.00032
	G	2.5	0.0005	136	0.00032
	H	2.5	0.0005	136	0.00032
Mioceno Superior (M.S.)	I	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_A	4.5	0.0005	135	0.00032
	J	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_B	4.5	0.0005	135	0.00032
	K	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_C	4.5	0.0005	135	0.00032
	L	4.5	0.0005	135	0.00032
	Z5_D	4.5	0.0005	135	0.00032
	M	4.5	0.0005	135	0.00032
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_E	4.5	0.0005	135	0.00032
	N	4.5	0.0005	130	0.00032
	Ñ	4.5	0.0005	130	0.00032
	O	4.5	0.0005	130	0.00032
Mioceno Inferior (M.I.)	P	4.5	0.0005	130	0.00032
	Q	4.5	0.0005	137	0.00032
	Z5_F	4.5	0.0005	137	0.00032
	R	4.5	0.0005	137	0.00032
	S	4.5	0.0005	137	0.00032
	Z5_G	4.5	0.0005	137	0.00032
	T	4.5	0.0005	137	0.00032
	U	4.5	0.0005	137	0.00032
Oligoceno Superior (O.S.)	V	4.5	0.0005	137	0.00032
	W	4	0.0005	140	0.00032
	X	4	0.0005	140	0.00032
	Z5_H	4	0.0005	140	0.00032
	Y	4	0.0005	140	0.00032
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z5_I	1.2	0.0005	150	0.00032
	Z5-An.	2.5	0.0005	150	0.00032
	Z5-Se.	2.5	0.0005	150	0.00032
	Z5-Mo.	2.5	0.0005	150	0.00032
	Z5-Nu.	2.5	0.0005	150	0.00032
Eoceno (E)	Z	2.5	0.0005	146	0.00032
	Z5-Ce.	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_J	9	0.0005	109	0.00032
	Z1	5	0.0005	115	0.00032
	Z2	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_K	5	0.0005	115	0.00032
	Z3	5	0.0005	115	0.00032
	Z5_L	5	0.0005	115	0.00032
Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5 -TA	6	0.0005	90	0.00032
Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5 -Ne.	18	0.0005	83	0.00032

La Tabla 6.5 permite concluir que los pozos con valores erráticos en el modelo y su comprobación, son mínimos. Los parámetros mostrados en la tabla 6.5 y las ecuaciones exponenciales 5.4 y 5.5, utilizadas en este modelo, producen resultados confiables y se recomienda su empleo en la determinación de la tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos, tanto para curvas de resistividad como para las de tiempo de tránsito.

### 6.6 Densidad normalizada calibrada

Para la validación de la Figura 5.20 en los 19 pozos, se emplearon los valores correspondientes a los afloramientos geológicos de cada pozo, así como su constante k (Tabla 6.6), para calcular la densidad normalizar por el método de ley de potencias modificado.

Tabla 6.6 Valores de  $RHOBo$  así como del exponente  $k$  y  $c$  de cada pozo.

Época	Pozo	$RHOBo$	$k$	$c$
Mioceno Superior (M.S.)	Z5_A	2.14	0.0007	0.08
	Z5_B	2.14	0.0007	0.08
	Z5_C	2.14	0.0007	0.08
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_D	2.15	0.0007	0.08
	Z5_E	2.15	0.0007	0.08
Mioceno Inferior (M.I.)	Z5_F	2.12	0.0007	0.08
	Z5_G	2.12	0.0007	0.08
Oligoceno Superior (O.S.)	Z5_H	2.1	0.0007	0.08
	Z5_I	2.1	0.0007	0.08
Oligoceno Inferior (O.I.)	Z5-An.	2.08	0.0007	0.08
	Z5 -Se.	2.08	0.0007	0.08
	Z5 -Mo.	2.08	0.0007	0.08
	Z5-Nu.	2.08	0.0007	0.08
Eoceno (E)	Z5-Ce.	2.25	0.0007	0.08
	Z5_J	2.25	0.0007	0.08
	Z5_K	2.25	0.0007	0.08
	Z5_L	2.25	0.0007	0.08
Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5 -TA	s/v	0.0007	0.08
Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5 -Ne.	s/v	0.0007	0.08

El valor de  $RHOBo$  permitió fijar una densidad de inicio de la compactación en la superficie, sin embargo, para finalizar el comportamiento de la columna sedimentaria se tomaran nuevos valores densidad e intervalo de profundidad del basamento. La Tabla 6.7 muestra estos valores.

Con la densidad normalizada, previamente calculada, se calibro la misma con los datos del basamento, utilizando el mismo criterio previamente mencionado.

La Figura 6.6 muestra las curvas de densidad normalizada (color azul) y calibradas (color negro). El intervalo de profundidad del basamento está representado por un recuadro y la densidad del basamento, representada con una línea recta vertical, ambas en distintos colores que dependen de su valor.

Tabla 6.7 Datos del basamento de los pozos de la línea OCV\_Z4-A y 19 pozos de validación.

Datos Basamento											
Pozo	Profundidad (m.b.k.b.)			Densidad (gr/cc)		Pozo	Profundidad (m.b.k.b.)			Densidad (gr/cc)	
	Clave	Cima	Base	Clave	Valor		Clave	Cima	Base	Clave	Valor
A	C-1	10588.5	10828.5	6-CC	2.75	S	C-6	4892.0	5942.0	3-CC	2.63
B	C-2	11137.4	11257.4	5-CC	2.74	Z5_G	C-6	4911.9	5961.9	3-CC	2.63
C	C-3	8214.7	9064.7	4-CC	2.6	T	C-6	4946.6	5996.6	3-CC	2.63
D	C-3	8214.7	9064.7	4-CC	2.6	U	C-6	4858.1	5908.1	2-CC	2.65
E	C-3	8233.6	9083.6	4-CC	2.6	V	C-6	4968.6	6018.6	2-CC	2.65
F	C-4	7109.7	8219.7	4-CC	2.6	W	C-6	5001.0	6051.0	2-CC	2.65
G	C-4	7112.5	8222.5	4-CC	2.6	X	C-6	5045.4	6095.4	2-CC	2.65
H	C-4	7113.2	8223.2	4-CC	2.6	Z5_H	C-6	4962.9	6012.9	2-CC	2.65
I	C-5	5866.1	7116.1	4-CC	2.6	Y	C-6	4990.0	6040.0	2-CC	2.65
Z5_A	C-5	5869.4	7119.4	4-CC	2.6	Z5_I	C-6	4950.4	6000.4	2-CC	2.65
J	C-5	5873.6	7123.6	4-CC	2.6	Z5_AN	C-7	3800.4	4930.4	7-CC	2.68
Z5_B	C-6	5868.3	7118.3	4-CC	2.6	Z5_SE	C-7	3901.8	5031.8	1-CC	2.66
K	C-5	5869.6	7119.6	4-CC	2.6	Z5_MO	C-7	3861.8	4991.8	1-CC	2.66
Z5_C	C-6	4819.7	5869.7	4-CC	2.6	Z5_NU	C-7	3820.6	4950.6	1-CC	2.66
L	C-6	4820.1	5870.1	4-CC	2.6	Z	C-6	4937.0	5987.0	1-CC	2.66
Z5_D	C-6	4820.2	5870.2	4-CC	2.6	Z5_CE	C-7	3802.6	4932.6	1-CC	2.66
M	C-6	4827.4	5877.4	4-CC	2.6	Z5_J	C-7	3804.1	4934.1	2-CC	2.65
Z5_E	C-6	4854.3	5904.3	3-CC	2.63	Z1	C-7	3813.0	4943.0	1-CC	2.66
N	C-6	4863.6	5913.6	3-CC	2.63	Z2	C-7	3860.2	4990.2	1-CC	2.66
Ñ	C-6	4804.5	5854.5	3-CC	2.63	Z5_K	C-6	4903.6	5953.6	1-CC	2.66
O	C-6	4905.4	5955.4	3-CC	2.63	Z3	C-7	3857.1	4987.1	1-CC	2.66
P	C-6	4942.7	5992.7	3-CC	2.63	Z5_L	C-6	4929.7	5979.7	1-CC	2.66
Q	C-6	4824.1	5874.1	3-CC	2.63	Z4	C-7	3842.1	4972.1	1-CC	2.66
Z5_F	C-6	4857.2	5907.2	3-CC	2.63	Z5_TA	C-8	2728.1	3858.1	1-CC	2.66
R	C-6	4941.3	5991.3	3-CC	2.63	Z5_NE	C-8	2773.3	3903.3	1-CC	2.66

En la Tabla 6.7, se presentan los valores de la variable c resultante de la calibración de la densidad normalizada (RHOBn), donde se puede apreciar que el valor de c está en función de los afloramientos de las épocas geológicas y de los intervalos de profundidad del basamento. En cuanto a los valores de RHOB<sub>o</sub>, permiten un buen ajuste perfecto con los valores obtenidos de la Figura 5.20.

También muestra la Tabla 6.8 que el valor de  $c$  está en función de los datos del basamento, los cuales tienen un comportamiento diferente al de la superficie. Esto debido al relieve que presentan estos en el fondo.

Se concluye que tanto la Figura 5.20 y como la ecuación 5.1 empleada para calcular la densidad normalizada son confiables para el cálculo de la sobrecarga normalizada, siempre que la densidad normalizada sea calibrada con datos conocidos de densidad y profundidad del basamento.

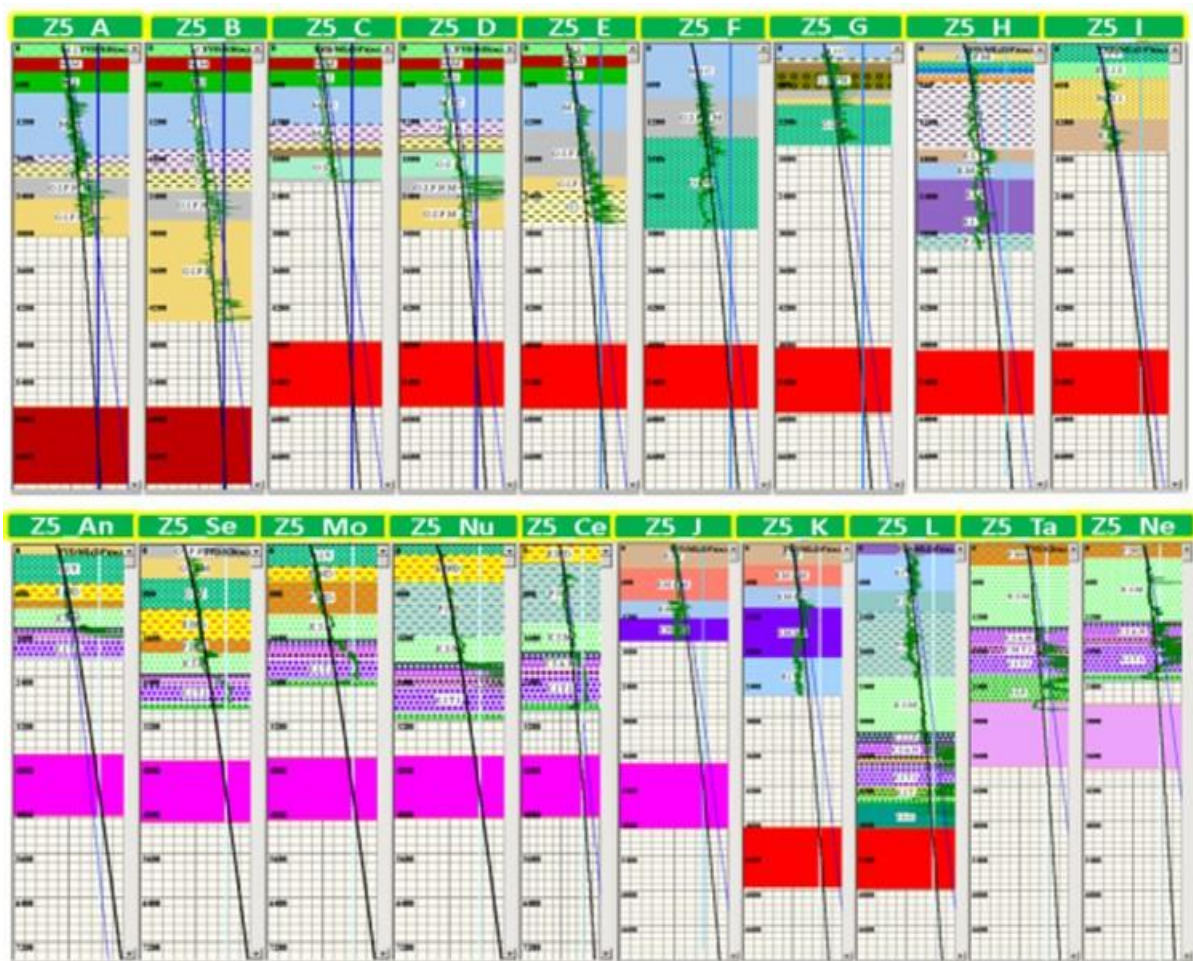


Figura 6.6 Resultados gráficos de la calibración de la curva normalizada (color negro).

Si las ecuaciones 5.1 se desean aplicar en otra zona diferente a la cuenca de Burgos, tienen que ser calibrada forzosamente con datos conocidos de la zona donde se ubiquen los pozos a analizar para obtener datos confiables.



Tabla 6.8 Valores empleados para calibrar la densidad normalizada, de todos los pozos en estudio.

Época	Pozo	RHOB_LP			Profundidad Basamento
		RHOB <sub>0</sub>	K	C	Clave
Fondo Marino (F.M.)	A	1.935	0.0007	0.782	C-1
	B	1.925	0.0007	0.7577	C-2
Plioceno Superior (P.S.)	C	2.055	0.0007	0.735	C-3
	D	2.055	0.0007	0.735	C-3
	E	2055	0.0007	0.735	C-3
Plioceno Inferior (P.I.)	F	2.124	0.0007	0.735	C-4
	G	2.124	0.0007	0.735	C-4
	H	2.124	0.0007	0.735	C-4
Mioceno Superior (M.S.)	I	2.14	0.0007	0.74	C-5
	Z5_A	2.14	0.0007	0.74	C-5
	J	2.14	0.0007	0.74	C-5
	Z5_B	2.14	0.0007	0.74	C-5
	K	2.14	0.0007	0.74	C-5
	Z5_C	2.14	0.0007	0.755	C-6
	L	2.14	0.0007	0.755	C-6
	Z5_D	2.14	0.0007	0.755	C-6
	M	2.14	0.0007	0.755	C-6
Mioceno Medio (M.M.)	Z5_E	2.14	0.0007	0.755	C-6
	N	2.15	0.0007	0.755	C-6
	Ñ	2.15	0.0007	0.755	C-6
	O	2.15	0.0007	0.755	C-6
Mioceno Inferior (M.I.)	P	2.15	0.0007	0.755	C-6
	Q	2.12	0.0007	0.765	C-6
	Z5_F	2.12	0.0007	0.765	C-6
	R	2.12	0.0007	0.765	C-6
	S	2.12	0.0007	0.765	C-6
	Z5_G	2.12	0.0007	0.765	C-6
	T	2.12	0.0007	0.765	C-6
Oligoceno Superior (O.S.)	U	2.12	0.0007	0.765	C-6
	V	2.12	0.0007	0.765	C-6
	W	2.1	0.0007	0.765	C-6
	X	2.1	0.0007	0.765	C-6
	Z5_H	2.1	0.0007	0.765	C-6
Oligoceno Inferior (O.I.)	Y	2.1	0.0007	0.765	C-6
	Z5_I	2.1	0.0007	0.785	C-6
	Z5-An.	2.08	0.0007	0.8	C-7
	Z5-Se.	2.08	0.0007	0.8	C-7
	Z5-Mb.	2.08	0.0007	0.8	C-7
Eoceno (E.)	Z5-Nu.	2.08	0.0007	0.8	C-7
	Z	2.08	0.0007	0.785	C-6
	Z5-Ce.	2.25	0.0007	0.77	C-7
	Z5_J	2.25	0.0007	0.77	C-7
	Z1	2.25	0.0007	0.77	C-7
	Z2	2.25	0.0007	0.77	C-7
	Z5_K	2.25	0.0007	0.755	C-6
	Z3	2.25	0.0007	0.77	C-7
	Z5_L	2.25	0.0007	0.755	C-6
Z4	2.25	0.0007	0.77	C-7	
Paleoceno Superior (Pa.S.)	Z5-Ta	2.36	0.0007	0.72	C-8
Paleoceno Inferior (Pa.I.)	Z5-Ne.	2.42	0.0007	0.69	C-8

### 6.7 Calculo de la presión de poro

El gradiente de presión de poro fue calculado usando el método de Eaton, con un valor de alfa de 0.09 y la curva sintética compuesta del tiempo de tránsito (DT\_Final) elaborada para los pozos de validación.

La Figura 5.7 muestra los resultados finales de las geopresiones calculadas: el gradiente de presión de poro (color rojo), la densidad del fluido de perforación (color naranja), el gradiente de fractura (color azul), y el gradiente de sobrecarga (color rosa).



Figura 6.7 Curvas de geopresiones, gradiente de sobrecarga (color rosa), gradiente de presión de poro (color rojo), gradiente de fractura (color azul) y densidad del fluido de perforación (color naranja).

De estos cálculos se concluye que las mayorías de las curvas de geopresiones fueron acorde al modelo, sin embargo, se presentaron casos atípicos como el de los pozos Z5\_B, Z5\_K y Z5\_Ne. Donde el gradiente de presión de poro rebasa la densidad del fluido sin justificación alguna. Se trató de ajustar los gradientes de presión de poro de estos pozos, logrando solo ajustar el del pozo Z5\_B, en el caso de los pozos Z5\_K y Z5\_Ne no fue posible. Por lo que se puede decir que el modelo no fue concluyente en estos tres casos.

Esto puede deberse a que la curva de resistividad o litológicas (SP y GR) estuvieran influenciadas por efectos ambientales, en el caso de los pozos Z5\_B y Z5\_K. Para el caso del pozo Z5\_Ne, se puede deber a que el modelo que se está utilizando es para arcillas y este pozo presenta carbonatos, en su parte inferior, por lo cual no se pudo tomar un punto de referencia de lutitas limpias.

De manera general se concluye las figuras 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 y 5.20, si como los modelos elaborados en este trabajo se pueden aplicar en función del procedimiento 6.1 para calcular las geopresiones de manera confiable en la cuenca de Burgos.

## ***6.8 Actualización final de mapas***

Como parte final de este trabajo se actualizaron los mapas de las figuras 5.16, 5.17, 5.18, 5.19, y 5.20, referentes a los parámetros  $\beta$  y  $c$  (ecuación 4.6),  $R_{to}$  y  $DT_{o}$ , (ecuación 4.7 y 4.8), y  $RHO_{Bo}$  (ecuación 5.1) respectivamente. Con el objetivo de emplearlos en el cálculo de las geopresiones en la cuenca de Burgos e ir delimitando las áreas asignadas a cada época geológica de la cuenca de Burgos con mayor precisión.

### **6.8.1 Mapas para ecuación DTsc**

La Figura 6.8 y 6.9 muestran los mapas de los valores de las variables  $\beta$  y  $c$ , respectivamente actualizados con los datos de la Tabla 6.2.

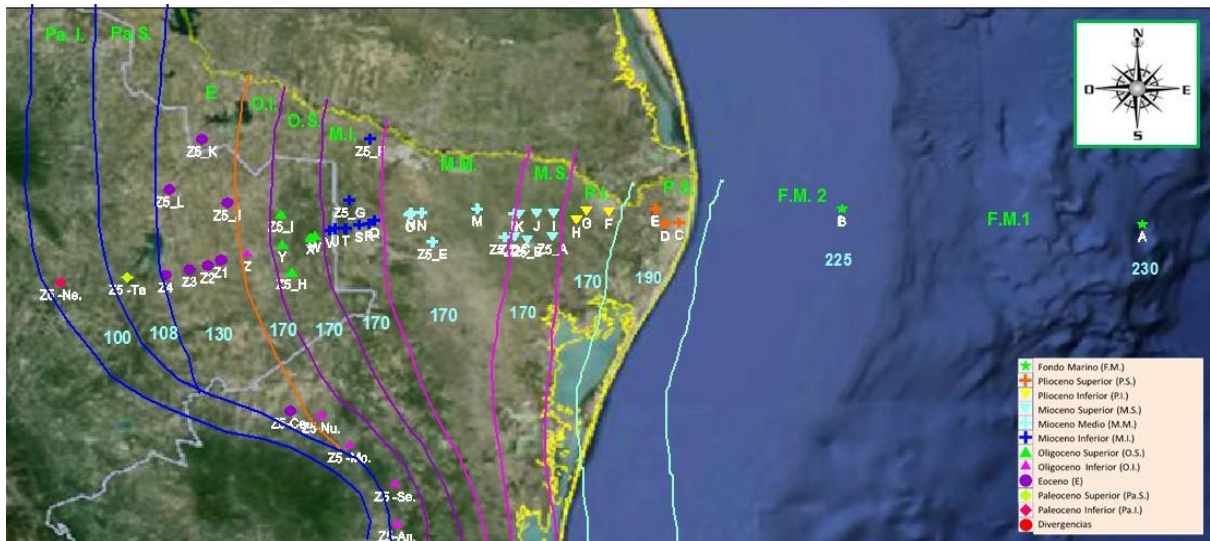


Figura 6.8 Mapa actualizado del valor de la variable  $\beta$  para la ecuación 4.6 (DTsc).

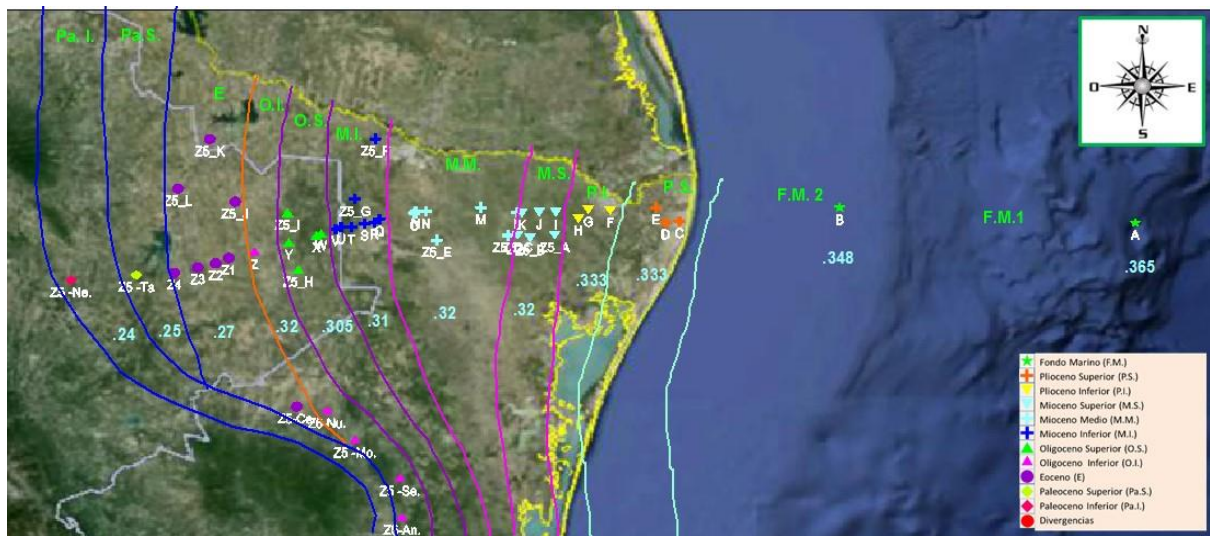


Figura 6.9 Mapa actualizado de la variable  $c$  para la ecuación 4.6 (DTsc).

### 6.8.2 Mapas de RTo y DTo

Los mapas actualizados y en función de la Tabla 6.3, correspondientes a los valores de RTo y DTo, se muestran a continuación, en las figuras 6.10 y 6.11.

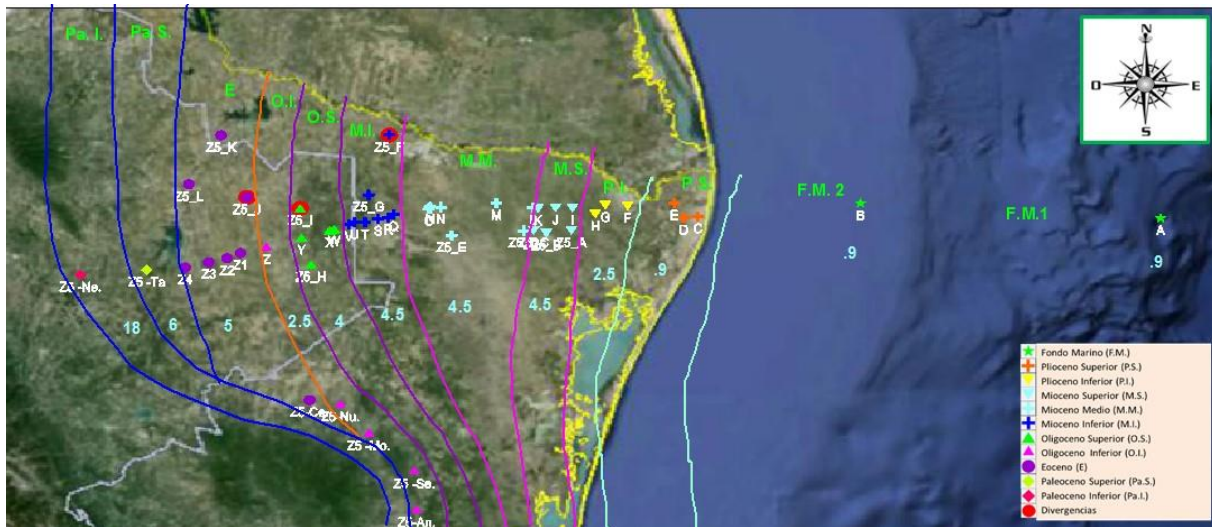


Figura 6.10 Mapa actualizado de valores de RTo para la TNC en la cuenca de Burgos.

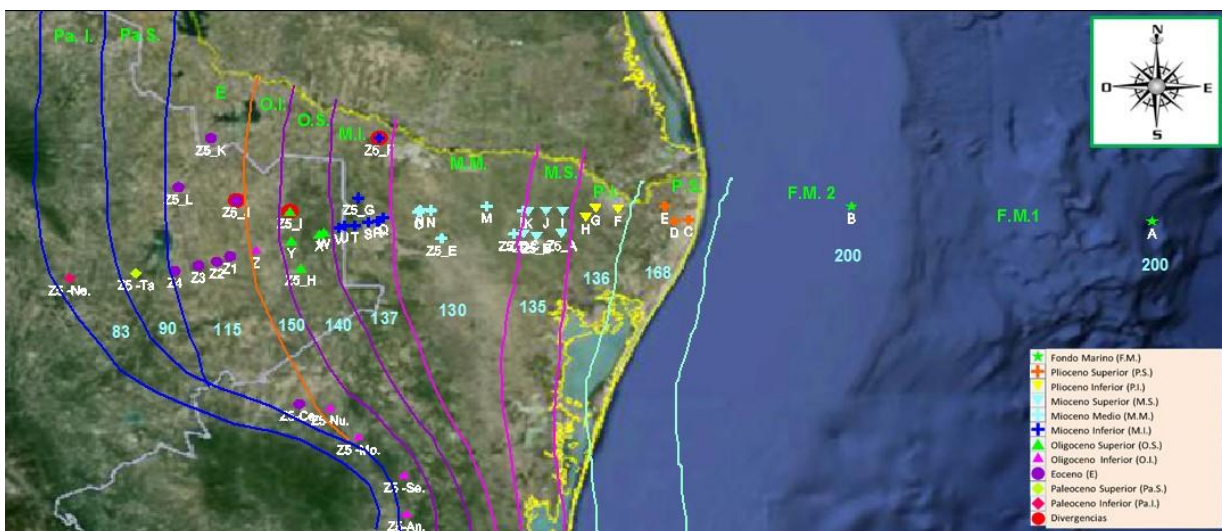


Figura 6.11 Mapa actualizado de valores de DTo para la TNC en la cuenca de Burgos.

### 6.8.3 Mapa para normalización de la densidad

En la Figura 6.12, se muestran los resultados de la variante RHOB0, obtenidos del cálculo de la densidad volumétrica normalizada actualizada, esta Figura mantiene el mismo formato mencionado en su primera versión.



Figura 6.12 Mapa actualizado del valor de  $RHO_{Bo}$  para la ecuación de ley de potencias modificado.

Podemos concluir de manera general que la aplicación del modelo de comportamiento de la tendencia normal, así como los demás modelos descritos en este trabajo es aplicables a la cuenca de burgos de manera confiable.

---

## Conclusiones

De la elaboración de este trabajo podemos concluir lo siguiente:

La ecuación 4.6 del modelo matemático del tiempo de tránsito sintético de Correa (DTsc) proporciona una curva sintética de tiempo de tránsito, diferente a la obtenida con la ecuación de Faust, lo que permite distinguir mejor la tendencia normal de compactación en los primeros metros e identificar el punto de inicio de retención de fluidos para cada pozo de estudio.

Los modelos matemáticos empleados para determinar la tendencia normal de compactación basadas en el esfuerzo efectivo se pueden modificar para emplearse en función del tiempo de tránsito y de profundidad de los pozos.

Los modelos matemáticos que pueden reproducir la tendencia normal de compactación (TNC) en la cuenca de Burgos son: el de Hotman y Jonson, y el exponencial.

De los resultados obtenidos del modelo de comportamiento de la tendencia normal de compactación, se puede concluir que:

- Los valores de la resistividad observada en superficie (RTo) y tiempo de tránsito observado en superficie (DTo) están en función de las épocas geológicas que aflora en la cuenca de Burgos y su pendiente se mantiene constantes.
- Los valores obtenidos de resistividad observada en superficie (RTo), muestran una tendencia a incrementar de manera ascendente, con orientación este-oeste. Los valores van de .9 hasta 18 ohm-m, indicando que la formación con más antigüedad (Paleoceno), tienen mayor resistividad que la formación más joven (Plioceno).
- Los valores obtenidos de tiempo de tránsito observado en superficie (DTo), muestran una tendencia descendente en sentido este-oeste. Los valores van de 200  $\mu$ s/ft ay 83

$\mu\text{s}/\text{ft}$  indicando que la formación con más antigüedad (Paleoceno), es más compacta y densa que la formación más joven (Plioceno).

- La tendencia normal de compactación en la cuenca de Burgos sigue la teoría de comportamiento de Pennebaker (1968).

El modelo de Correa describe la tendencia de la densidad volumétrica de la roca al igual que el modelo de Gardner.

La densidad normalización calibración permite eliminar los efectos de presiones anormales y ambientales que se tengan en las curvas de densidad o resistividad, utilizados para determinar el gradiente la sobrecarga.

En los pozos marinos el gradiente de sobrecarga se ve afectado por la longitud del tirante de agua que está por encima del lecho marino de estos.

La metodología marina permite crear una curva representativa del gradiente de sobrecarga sin el efecto del tirante de agua.

El exponente alfa de 0.9 de la ecuación de Eaton, así como la ecuación proporcionaron buenos resultados para calcular el gradiente de presión de poro en este estudio.

La validación de los mapas de valores de los parámetros  $\beta$  y  $c$  (ecuación 4.6),  $RT_o$  y  $DT_o$ , (ecuación 4.7 y 4.8), y  $RHOBo$  (ecuación 5.1) demuestran ser útiles en el cálculo gradiente de presión de poro.

Se concluye de manera general que general que la aplicación de los modelos y metodologías propuestas en este trabajo, permitirán calcular el gradiente de presión de poro de forma confiable, lo que permitirá mejorar las arquitecturas de los próximos pozos a perforar en la cuenca de burgos.



Lo que se traduce en menos tiempos no productivos y estos a la vez en ahorros significativos, no solo en esta cuenca, sino a nivel nacional.

---

## *Recomendaciones*

Analizar de forma más detallada el efecto del tirante de agua en los pozos marinos para llegar a una conclusión matemática que describa su comportamiento sin este efecto.

Aunque la geología de la cuenca de Burgos es algo compleja, es recomendable homologar los criterios para seleccionar las cimas geológicas en los pozos de la cuenca de burgos.

Tomar pozos más alejados de la línea OCV-Z5-Ne.-A, con el fin de encontrar las fronteras del área establecida para cada una de las épocas geológicas que aflora en la cuenca de burgos.

Calibrar y aplicar la metodología marina en más pozos marinos para establecer si es aplicable a ellos.

Utilizar los modelos y procedimientos planteados en este proyecto en otras cuencas petroleras del país.

La profundidad del basamento debe de emplearse de manera puntual en la calibración de densidad normalizada.

## Nomenclatura

$\alpha$	<i>Coeficiente empírico, 0.31 valor original.</i>
$\phi_c$	<i>Parámetros de calibración</i>
$\eta$	<i>Parámetros de calibración</i>
$\Delta t_o$	<i>Tiempo de transito observada</i>
$\Delta t_n$	<i>Tiempo de transito normal</i>
$\Delta t_{max}$	<i>Tiempo de tránsito de la matriz</i>
$\Delta t_{Gardner}$	<i>Tiempo de transito sintético</i>
$\Delta t$	<i>Tiempo de transito</i>
$B$	<i>Ordenada al origen</i>
$\alpha$	<i>Exponente de Eaton</i>
$\alpha$	<i>Constante empírica Faust, generalmente igual a 2000</i>
$Z_v$	<i>Profundidad vertical a partir del nivel de terreno o fondo marino (ft)</i>
$Z$	<i>Espesor de formación (m).</i>
$X$	<i>Variable</i>
$x$	<i>Parámetros de calibración</i>
$V_o$	<i>Parámetros de calibración.</i>
$V_n$	<i>Velocidad sónica normal</i>
$V_{min}$	<i>Velocidad mínima del suelo</i>
$V_{max}$	<i>Velocidad sónica de la roca matriz</i>
$VI$	<i>Velocidad Intervalo, m/s.</i>
$V_{an}$	<i>Velocidad sónica anormal</i>
$V$	<i>Velocidad</i>
$T_{ref.}$	<i>Temperatura de referencia</i>
$TA$	<i>Tirante de agua, m.</i>

---

$T$	<i>Edad geológica de la roca</i>
$S$	<i>Sobrecarga</i>
$R_w$	<i>Resistividad del agua</i>
$R_t$	<i>Resistividad de la formación (ohm-m)</i>
$R_{ref}$	<i>Valor de resistividad que se puede tener a la temp. de referencia</i>
$R_o$	<i>Resistividad observada</i>
$R_n$	<i>Resistividad normal</i>
$R_{an}$	<i>Resistividad anormal</i>
$P_{pn}$	<i>Presión de poro normal</i>
$P_{pan}$	<i>Presión de poro normal</i>
$P_p$	<i>Presión de poro</i>
$P$	<i>Fuerza total al plano de contacto</i>
$m$	<i>Exponente de faus</i>
$L$	<i>Sección promedio de la lutita y arenisca</i>
$k_r$	<i>Ritmo de compactación (constante) (ft-1)</i>
$k$	<i>Parámetro de declinación</i>
$g$	<i>Gravedad</i>
$EMR$	<i>Elevación de la mesa rotaria, m.</i>
$DT$	<i>Tiempo de Tránsito (<math>\mu s/ft</math>).</i>
$dc_o$	<i>Conductividad observada</i>
$dc_n$	<i>Conductividad normal</i>
$D_c$	<i>Profundidad de las capas (m)</i>
$D$	<i>Profundidad</i>
$C_o$	<i>Conductividad observada</i>
$C_n$	<i>Conductividad normal</i>
$c$	<i>Parámetro de curvatura.</i>
$b_f$	<i>Constante de faus</i>

---

---

$B$	<i>Parámetro de calibración</i>
$b$	<i>Exponente empírico, 0.25 valor original.</i>
$A_t$	<i>Área transversal del grano</i>
$A_c$	<i>Área de contacto</i>
$A$	<i>Parámetro de calibración</i>
$A$	<i>Área transversal del grano</i>
$\Delta P$	<i>Incremento de presión</i>
$\emptyset$	<i>Porosidad normal (fracción)</i>
$\sigma_v$	<i>Esfuerzo efectivo vertical o intergranular</i>
$\sigma_n$	<i>Esfuerzo efectivo normal</i>
$\sigma_{an}$	<i>Esfuerzo efectivo anormal</i>
$\rho_w$	<i>Densidad del agua (gr/cc)</i>
$\rho_r$	<i>Densidad de la roca</i>
$\rho_m$	<i>Densidad de la matriz (gr/cm<sup>3</sup>).</i>
$\rho_{fl}$	<i>Densidad del fluido (gr/cm<sup>3</sup>).</i>
$\rho_b$	<i>Densidad promedio de la matriz rocosa o volumétrica ( gr/cc).</i>
$\rho_0$	<i>Densidad de la roca en la superficie o fondo marino.</i>
$a_c$	<i>Relación de áreas de contacto</i>
$Z_w$	<i>Espesor del agua (m)</i>
$P_h$	<i>Presión hidrostática</i>
$\emptyset_o$	<i>Porosidad en la superficie. (Fracción)</i>

---

## *Referencias*

- Athy, L.F. (1930), "Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks", AAPG Bulletin, Vol. 14 p. 1-22, 1930.
- Barker and Colin (1972), "Aquathermal Pressure-Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones", AAPG Bulletin, Vol. 56, no. 10, p. 2068-2071, 1972.
- Bellotti, P. and Giacca, D. (1978), "Seismic data can detect overpressures in deep drilling", Oil and Gas Journal, August, 1978.
- Bourgoyne Jr. A. T. and Young F.S.: "Applied Drilling Engineering", SPE Textbook, Series, Vol.2, 1984.
- Bowers, G., (1999), "Proyecto DEA 119", Reporte No. 1, Estado del Arte en la Estimación de la Presión de Poro, Applied Mechanics Technologies, Houston, Texas, 1999.
- Bowers, G.L. (1995), "Pore Pressure Estimation from Velocity Data; Accounting for Overpressure Mechanisms Besides Undercompaction", SPE Drilling Completions, Junio, 1995.
- Castillejos, V.M. (2014), "Modelos de densidad para estimar la presión de sobrecarga con registros de pozo", Tesis para obtener el grado de ingeniero petrolero, ESIA-Unidad Ticoman, Instituto Politécnico Nacional, 2014.
- Coconi M., E. (2014), "Manual de registros geofísicos y evaluación de formaciones", Instituto mexicano del petróleo, 2014.
- Eaton, B. A., (1975), "The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs", SPE 5544, 1975.
- Faust, L.Y. (1951), "Seismic velocity as a function of depth and geologic time", 1951.
- Faust, L.Y. (1953), "A velocity function including lithologic variation", Geophysics, A Journal of General and Applied Geophysics, Vol. XVIII, Number 2, 1953.
- Fernández P., R.A. (2003), "Determinación de la presión de poro, fractura, esfuerzos verticales y horizontales a partir de condiciones geomecánicas y propiedades poroelásticas de la roca",

- 
- Tesis para obtener el grado de maestro en ingeniería, Facultad de ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 2003.
- Foster, J. B., and Whalen, J. E. (1966), "Estimation of formation pressures from electrical surveys-Offshore Louisiana", *Journal of Petroleum Technology*, February, 1966.
- Gardner (1974), "Formation velocity and density-The diagnostic basics for stratigraphic traps", *Geophysics*, Vol. 39, No. 6, p 770-780, December 1974.
- Gill, J. A. (1986), "Charged Shales: Self-Induced Pore Pressures", IADC/SPE 14788, 1986
- Hamouz, M. A., and Mueller, S. L. (1984), "Some New Ideas for Well Log Pore-Pressure Prediction", SPE 13204, 1984.
- Hart, B. S., Flemings, P. B. and Deshpande, A. (1995), "Porosity and pressure: Role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene Basin", *Geology*, Vol. 23, 1995.
- Hawker, D. (2001), "Análisis de las presiones anormales de formación", *DATALOG*, Versión 2.1, 2001.
- Hottman, C.E., and Johnson, R.K. (1965), "Estimation of Formation Pressure from Log-Derived Shale Properties", *Journal of Petroleum Technology*, August, 1965.
- Hubbert M.K. and Rubey, E.E. (1959), "Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting", Part 1, *GSA Bulletin*, p. 6-17, 1959.
- Juárez B.E. y Rico, R.A. (1997), "Mecánica de suelos", *Fundamentos de Mecánica de suelos*, Tomo 1, Editorial Limusa, S.A. de C.V., 1997.
- Law, B.E., Tennyson, M.E., and Johnson, S.Y. (1994), "Basin-centered gas accumulations in the Pacific Northwest-A potentially large source of energy", *AAPG Annual Meeting*, Denver, Colorado, June 12-15, 1994.
- Law, Ben. E., Ulmishek, G.F. and Slavin, V.I. (1998), "Abnormal Pressures in Hydrocarbon Environments", *AAPG Memoir* 70, 1998.

- Lopez-Solís, V., Velazquez-Cruz, D. et al (2006), "Normal Resistivity Trends for Geopressure Analysis in México Offshore Wells", presented at the Offshore Technology Conference, Houston, Mayo, 2006, OTC paper # 18192.
- Magara, Kinji, (1978), "Compaction and fluid Migration", Elsevier Scientific Publishing Company, New York, Developments in Petroleum Science, No. 9, p 319 , 1978.
- Mann, P. and Gahagan L. (2003), AAPG Memoir 78, Giant Oil fields of the Decade 1990-1999, 2003.
- Marmissolle-Daguerre (1984), "Evaluación de las formaciones en México", Schlumberger, 1984.
- Martínez, R.N. y León V.R. (1986), "Procedimiento Semi-Automático para el Cálculo de Geopresiones y Gradientes de Fractura", Instituto Mexicano del Petroleo, Subdirección de Tecnología de Explotación, División de Evaluación de Formaciones, 1986.
- Owolabi, O.O., Okpobiri, G.A., y Obomanu, I.A. (1990), "Prediction of Abnormal Pressures In The Niger Delta Basin Using Well Logs", Paper No. CIM/SPE 90-75, 1990.
- Pennebaker, E.S. (1968), "An Engineering Interpretation of Seismic Data", SPE 2165, 1968.
- Rider, M. (1992), "The geological interpretation of well logs".1992.
- Rieke, H.H. and Chilingarian, G.V., (1974), "Compaction of argillaceous sediments", Developments in Sedimentology 16, Elsevier, p 424
- Schlumberger, 2000, "Los registros Geofísicos", Unidad de perforación y mantenimiento de pozos p 117.
- Swarbrick, R.E. and Osborne, M.J. (1998), "Mechanism that generate abnormal pressures: an overview", in Law, Ben. E, Ulmishek, G.F. and Slavin, V.I., eds., Abnormal Pressures in Hydrocarbon Environments, AAPG Memoir 70, p, 13-34, 1998.
- Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., and Gareth S Yardley (2002), "Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms", in A.R. Huffman and G.L. Bowers, eds., Pressure regimens in sedimentary basins and their prediction: AAPG Memoir 76, p.1-12.2002.
- Terzaghi, K. (1943), "Theoretical Soil Mechanics", John Wiley & Sons, Inc., New York, 1943.



- 
- Therzaqhi, K., Peck, R. B. (1948), "Soil Mechanics in Engineering Practice", Jhon Wiley & Sons, Inc., New York.
- Torres-Verdín C., (2003a), "Principios/aplicaciones de la Interpretación de Registros de Neutrón", lectura de presentación.
- Torres-Verdín C., (2003b), "Principles and interpretation Borehole Sonic Measurements". Lectura de presentación.
- Torres-Verdín C., (2003c), "Principles of Density Logging and Interpretation", lectura de presentación.
- Traugott, M. (1997), "Pore/fracture pressure determinations in deep water", Deepwater Technology, World Oil, Supplement to August, 1997.
- Velázquez C., D. (2010), "Predicción de Sobrepresiones a Tiempo Real para la Perforación de Pozos en México", Colegio de Ingenieros Petroleros de México, 2010.
- Velázquez C., D. (2014), "Modelos de esfuerzos de sobrecarga", Altas soluciones para la industria, 2014.
- Velázquez, C., D. (2004a), "Análisis de presión de poro", Altas soluciones para la industria, 2004.
- Velázquez, C., D. (2004b), "Seminario de Perforación de Pozos", Instituto Politécnico Nacional, ESIA-Unidad Tecomán, 2004.

# Anexo A Columna estratigráfica representativa

Figura A.1 Columna estratigráfica representativa: Sabinas-Burgos-Delta del Bravo- Cinturón Plegado Perdido.

