

**APLICACIÓN DE MODELOS DE FÍSICA DE ROCAS EN RESERVORIOS DE  
CANALES MEÁNDRICOS PARA CARACTERIZAR SU RESPUESTA  
SÍSMICA: APLICACIÓN EN EL CARIBE COLOMBIANO**

**FRANCY VIVIANA GUERRERO ZABALA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE INGENIERÍA DE PETRÓLEOS  
BUCARAMANGA**

**2013**

**APLICACIÓN DE MODELOS DE FÍSICA DE ROCAS EN RESERVORIOS DE  
CANALES MEÁNDRICOS PARA CARACTERIZAR SU RESPUESTA  
SÍSMICA: APLICACIÓN EN EL CARIBE COLOMBIANO**

**FRANCY VIVIANA GUERRERO ZABALA**

**Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de  
INGENIERO DE PETRÓLEOS**

**Geofísico MSc. ANDRÉS EDUARDO CALLE OCHOA  
DIRECTOR ICP**

**Esp. CÉSAR AUGUSTO PINEDA GÓMEZ  
DIRECTOR UIS**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE INGENIERÍA DE PETRÓLEOS  
BUCARAMANGA  
2013**

## DEDICATORIA

*A Dios por siempre cuidarme y llenarme de mucha salud,  
En sus manos pongo mi vida y la de mi familia.*

*A mis padres, Gloria y Luis por darme ese amor y apoyo  
incondicional, ustedes son el MOTOR de mi vida.*

*A mi hermana por todo su apoyo y cariño incondicional, por  
ayudarme a ser una persona más paciente.*

*A Jorge Cáceres por todo su amor, paciencia y apoyo, por  
enseñarme a construir y compartir sueños.*

*A mis amigos de adelanto y de carrera, que hicieron de mi  
estadía en la Universidad una experiencia inolvidable, les  
deseo el mejor de los éxitos.*

*A todas las personas, familiares y amigos que me han  
apoyado y ayudado a crecer espiritual, familiar y  
académicamente.*

*Francy Guerrero Zabala*

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por darme un día más de vida cada mañana que me levanto y poder compartirla con las personas que más amo. Por iluminarme y darme la oportunidad de emprender cada día nuevos proyectos de vida.

A mi familia por apoyarme incondicionalmente en toda mi carrera universitaria.

A Andrés Eduardo Calle por darme la oportunidad de trabajar con él y de ser mi maestro y guía. Su amistad, apoyo y enseñanzas permitieron la realización de este proyecto.

A cesar Augusto Pineda por su apoyo incondicional y por haber creído en mí. Sus consejos académicos y personales fueron clave no solo para realizar este proyecto si no para crecer como persona y como profesional.

A Mr. Jack Dvorkin por toda su colaboración y paciencia en todas mis inquietudes.

A Mónica Valderrama por toda su colaboración y años de amistad.

A José Luis González por su ayuda incondicional y años de amistad.

Al Instituto Colombiano del Petróleo ICP-Ecopetrol, en especial al grupo de Investigación de Petrosísmica por apoyar y permitir la realización de este proyecto.

A la Universidad Industrial de Santander, su Escuela de Ingeniería de Petróleos y cada uno de los docentes y colegas que hacen parte de ella, por todos esos conocimientos aprendidos durante estos cinco años

## TABLA DE CONTENIDO

|   | <b>Pág.</b> |
|---|-------------|
| <b>INTRODUCCIÓN</b>   | 17          |
| <b>1. MARCO CONCEPTUAL</b>  | 20          |
| 1.1 PROPIEDADES ELASTICAS DE LAS ROCAS                            | 20          |
| 1.1.1 Módulos de elasticidad para materiales homogéneos isótropos | 20          |
| 1.1.1.1 Módulo de Elasticidad o Módulo de Young                   | 21          |
| 1.1.1.2 Módulo de Corte   | 22          |
| 1.1.1.3 Módulo de Poisson   | 22          |
| 1.1.1.4 Módulo de Compresibilidad                                 | 23          |
| 1.1.1.5 Módulo de Onda P  | 24          |
| 1.2 ONDAS SÍSMICAS  | 25          |
| 1.2.1 Onda P  | 25          |
| 1.2.2 Onda S  | 26          |
| 1.2.3 Relación Vp-Vs  | 26          |
| 1.3 FISICA DE ROCAS   | 31          |
| 1.3.1 Limites de Hashin-Strikman                                  | 31          |
| 1.3.2 Análisis de sustitución de fluidos                          | 34          |
| 1.3.3 Modelos de Física de Rocas                                  | 36          |
| 1.3.3.1 Modelos para Arenas                                       | 37          |
| 1.3.3.1.1 Modelo del Cemento Constante                            | 37          |
| 1.3.3.1.2 Modelo de Arena no Consolidada                          | 42          |
| 1.3.3.1.3 Modelo de Cemento constante                             | 45          |
| 1.3.3.2 Modelos para Shales                                       | 47          |
| 1.3.3.2.1 Modelo de arcilla constante para Sandy shales           | 47          |
| 1.3.3.2.2 Modelo de Dvorkin- Gutiérrez para Silty Shales          | 49          |
| 1.3.3.2.3 Modelo de Yin- Marion para Silty Shales                 | 50          |
| 1.4 PRINCIPIOS AVO (AMPLITUDE VARIATION WITH OFFSET)              | 50          |
| 1.5 SISTEMAS DE AGUAS PROFUNDAS                                   | 54          |
| 1.5.1 Procesos Sedimentarios en aguas profundas                   | 55          |
| 1.5.2 Elementos arquitectónicos de depósitos de aguas profundas   | 60          |
| 1.5.2.1 Láminas de Areniscas                                      | 60          |
| 1.5.2.2 Canales   | 61          |
| 1.5.2.3 Depósitos de Diques                                       | 64          |
| <b>2. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO</b>                       | 66          |
| 2.1 Ubicación de los Canales Meándricos                           | 66          |
| 2.2 Elementos Morfoestructurales y Morfosedimentarios             | 66          |
| 2.3 Procesos Geológicos   | 67          |
| 2.3.1 Procesos tectónicos   | 67          |
| 2.3.2 Procesos Gravitatorios                                      | 68          |

|  |           |
|--|-----------|
| 2.3.3 Procesos asociados a corrientes de fondo   | 68        |
| 2.4 Procesos Sedimentarios   | 68        |
| 2.4.1 Bifurcación  | 69        |
| 2.4.2 Abandono de Meandros   | 69        |
| 2.4.3 Rotura de Diques   | 69        |
| 2.4.4 Crevasse Splay   | 70        |
| 2.4.5 Acumulación de nuevos sedimentos en canales-diques   | 70        |
| 2.4.6 Perdida de continuidad de los canales-diques   | 70        |
| <b>3. METODOLOGÍA</b>  | <b>71</b> |
| 3.1 Datos de Pozo  | 72        |
| 3.1.1 Información petrológica y petrográfica   | 72        |
| 3.1.1.1 Calizas con terrígenos   | 73        |
| 3.1.1.2 Arenas conglomeráticas   | 73        |
| 3.1.1.3 Rocas fino-granulares  | 73        |
| 3.1.2 Registros de pozo  | 74        |
| 3.1.2.1 Generación de la velocidad de onda P (Vp)  | 74        |
| 3.1.2.2 Generación de la velocidad de onda S (Vs)  | 74        |
| 3.1.2.3 Generación del registro Total Porosity (PhiT)  | 76        |
| 3.1.2.4 Generación del registro de saturación de hidrocarburos                                       | 76        |
| <b>4. MODELOS DE FÍSICA DE ROCAS</b>   | <b>78</b> |
| 4.1 Datos de entrada   | 79        |
| 4.2 Desarrollo y generación de los modelos de física de roca   | 80        |
| 4.2.1 Modelos para arenas  | 81        |
| 4.2.2 Modelos para shales  | 82        |
| 4.3 Ajuste de los Modelos de Física de Rocas   | 83        |
| 4.3.1 Ajuste a los Modelos de Arenas   | 85        |
| 4.3.2 Ajuste a los Modelos de Shales   | 86        |
| 4.4 Creación de registros sísmicos teóricos a partir de los ajustes a los modelos de física de rocas | 88        |
| 4.5 Sismogramas Sintéticos   | 89        |
| <b>5. ANALISIS DE RESULTADOS</b>   | <b>91</b> |
| 5.1 Diagnostico de las estructuras presentes en el intervalo 10300 ft-11000 ft.                      | 91        |
| 5.1.1 Diagnostico para Canales de Arenas   | 91        |
| 5.1.2 Diagnostico para lodolitas   | 93        |
| 5.2 Influencias de las propiedades elásticas y petrofísicas en la respuesta sísmica.                 | 95        |
| 5.2.1 Saturación de fluidos  | 96        |
| 5.2.2 Porcentaje de Cemento  | 98        |
| 5.2.2 Porcentaje de Cemento  | 98        |
| 5.2.3 Numero de Coordinación   | 98        |
| 5.3 Contraste de las velocidades de ondas sísmicas obtenidas por los                                 | 99        |

|  |     |
|--|-----|
| modelos de física de rocas y los registros reales. |     |
| 5.4 Análisis de los sismogramas sintéticos         | 102 |
| <b>6. CONCLUSIONES</b>                             | 106 |
| <b>7. RECOMENDACIONES</b>                          | 108 |
| <b>BIBLIOGRAFÍA</b>                                | 109 |

## LISTA DE FIGURAS

|   | Pág |
|---|-----|
| <b>Figura 1.</b> Representación gráfica de la constante de elasticidad en un ensayo de tracción.  | 21  |
| <b>Figura 2.</b> Representación de un material elástico cuando se aplican esfuerzos cortantes.  | 22  |
| <b>Figura 3.</b> Efecto de Poisson en un material elástico cuando se aplican esfuerzos longitudinales.  | 23  |
| <b>Figura 4.</b> Representación gráfica del módulo de compresión.   | 23  |
| <b>Figura 5.</b> Relaciones entre las constantes elásticas de un material isótropo.   | 24  |
| <b>Figura 6.</b> Representación de principales ondas sísmicas utilizadas, Onda P y Onda S.  | 25  |
| <b>Figura 7.</b> Gráfica $V_p$ - $V_s$ para Limestones saturados de agua con dos tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).                             | 27  |
| <b>Figura 8.</b> Gráfica $V_p$ - $V_s$ para Dolomitas saturadas de agua con dos tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).                              | 28  |
| <b>Figura 9.</b> Gráfica $V_p$ - $V_s$ para Arenas saturadas de agua con tres tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).                                | 30  |
| <b>Figura 10.</b> Gráfica $V_p$ - $V_s$ para Shales saturados de agua con tres tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).                               | 30  |
| <b>Figura 11.</b> Representación esquemática de los límites superiores e inferiores en los módulos elásticos de compresión y de cizalladura.                                    | 33  |
| <b>Figura 12.</b> Representación esquemática de la interpretación física de los límites de Hashin-Shtrikman para el módulo de bulk (compresibilidad) de un material de 2 fases. | 33  |
| <b>Figura 13.</b> Descripción esquemática de los modelos para arenas con alta porosidad. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser $K, G, M$                   | 37  |

|  |    |
|--|----|
| <b>Figura 14.</b> Descripción esquemática del Modelo cemento en el Contacto Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser $K, G, M$   | 37 |
| <b>Figura 15.</b> Representación esquemática de los tipos de depositación del cemento. Esquema 1: Todo el cemento depositado en el contacto de los granos. Esquema 2: Cemento depositado en una capa uniforme alrededor de los granos.                     | 41 |
| <b>Figura 16.</b> Descripción esquemática del Modelo de arenas no consolidadas. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser $K, G, M$ .   | 42 |
| <b>Figura 17.</b> Descripción esquemática del Modelo de Cemento Constante. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser $K, G, M$ .  | 45 |
| <b>Figura 18.</b> Líneas de $V_p$ Vs Porosidad para Shales que varían su contenido de limos. Las líneas son modeladas usando el límite inferior modificado de Hashin- Strikman combinado con la teoría de Hertz-Mindli.                                    | 47 |
| <b>Figura 19.</b> Variación de la Amplitud con el offset.  | 50 |
| <b>Figura 20.</b> Ondas generadas por una onda P incidente.  | 51 |
| <b>Figura 21.</b> Clasificación AVO  | 52 |
| <b>Figura 22.</b> Modelo convencional de sistemas marinos profundos mostrando un abanico submarino formado por corrientes de turbidez.   | 55 |
| <b>Figura 23.</b> Ilustración esquemática de una corriente de turbidez.  | 56 |
| <b>Figura 24.</b> Tipos de Flujos gravitacionales de sedimentos.   | 57 |
| <b>Figura 25.</b> Modelo generalizado de un abanico submarino (Walker, 1978). El tamaño del grano disminuye progresivamente en dirección al mar, lo que sugiere que el potencial para un yacimiento de petróleo y gas disminuye en dirección hacia el mar. | 58 |
| <b>Figura 26.</b> Modelo de las facies en una turbidita (Bouma Sequence, 1962).  | 59 |
| <b>Figura 27.</b> Clasificación de los elementos arquitectónicos en aguas profundas.   | 60 |
| <b>Figura 28.</b> Láminas de areniscas.  | 60 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 29.</b> Canales de sistemas de aguas profundas.   | 61 |
| <b>Figura 30.</b> Canales erosionados y canales deposicionales.   | 61 |
| <b>Figura 31.</b> Tipos de apilamientos de Canales en aguas Profundas.  | 63 |
| <b>Figura 32.</b> Depósitos de Diques en Aguas profundas.   | 65 |
| <b>Figura 33.</b> Diagrama de un canal y sus diques proximales y distales (llanuras de inundación).   | 65 |
| <b>Figura 34.</b> Ubicación Caribe Colombiano   | 66 |
| <b>Figura 35.</b> Esquema general del desarrollo de la metodología de trabajo   | 71 |
| <b>Figura 36.</b> Velocidad de Onda S UIS-A.  | 75 |
| <b>Figura 37.</b> Curva de Saturación de Fluidos en UIS-A.  | 77 |
| <b>Figura 38.</b> Paquetes de arenas y canales en el UIS-A.   | 78 |
| <b>Figura 39.</b> Modelos de Física de Rocas para Arenas saturadas de agua.   | 81 |
| <b>Figura 40.</b> Modelos de Física de Rocas para Arenas saturadas de Gas.  | 82 |
| <b>Figura 41.</b> Modelos de Física de Rocas para shales Arenosos saturadas de Agua.  | 82 |
| <b>Figura 42.</b> Curvas de los Modelos de Física de Rocas para Shales arenosos saturadas de gas.   | 83 |
| <b>Figura 43.</b> Zonas de saturación de hidrocarburos y agua.  | 85 |
| <b>Figura 44.</b> Ajuste en los Modelos de física de rocas saturados de Agua.   | 85 |
| <b>Figura 45.</b> Ajuste en los Modelos de física de rocas saturados de gas.  | 86 |
| <b>Figura 46.</b> Ajuste al modelo de física de rocas para shales saturados de Agua.  | 87 |
| <b>Figura 47.</b> Velocidades de Onda P para Arenas saturadas de Agua (izquierda), Arenas saturadas de Gas (centro) y shales saturados de agua (derecha). | 87 |
| <b>Figura 48.</b> Registro finales de $V_p$ y $V_s$ obtenidos de los modelos de física de rocas comparados con los reales.                                | 89 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figura 49.</b> Sismograma sintético creado a partir de los registro de velocidad de onda P producto de la aplicación de los modelos de física de rocas. | 91  |
| <b>Figura 50.</b> Velocidad Onda P de los canales de arenas saturados con gas.   | 92  |
| <b>Figura 51.</b> Velocidad de onda P para Lodolitas, utilizando el modelo Sandy Shale   | 93  |
| <b>Figura 52.</b> Variación de los porcentajes de cuarzo y arcilla en el modelo para shales arenosos.  | 95  |
| <b>Figura 53.</b> Velocidad de onda P para Lodolitas, utilizando el modelo Sandy Shale saturada con gas.   | 95  |
| <b>Figura 54.</b> Modelos de física de rocas para arenas saturados de agua y gas.  | 96  |
| <b>Figura 55.</b> Variación de la Velocidad de Onda P de acuerdo al tipo de fluido que podría estar presente en la roca.                                   | 97  |
| <b>Figura 56.</b> Variación del porcentaje de Cemento en el Modelo de cemento Constante para arenas de gas.  | 98  |
| <b>Figura 57.</b> Variación del número de coordinación para cada modelo de Arenas saturadas con gas. Caso A (izquierda) y Caso B (derecha).                | 99  |
| <b>Figura 58.</b> Contraste de la velocidad de Onda P y Onda S de física de rocas con el registro real.  | 100 |
| <b>Figura 59.</b> Comportamiento del % porcentaje de error entre el dato real y teórico de Velocidad de Onda P y Onda S.                                   | 100 |
| <b>Figura 60.</b> Contraste de la velocidad Onda S de física de rocas saturada de agua con el registro de Castagna.  | 101 |
| <b>Figura 61.</b> Sismograma sintético velocidad onda P y Arenas para el análisis AVO.   | 102 |
| <b>Figura 62.</b> Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 3.   | 103 |
| <b>Figura 63.</b> Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 11.  | 105 |
| <b>Figura 64.</b> Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 13.  | 105 |

## LISTA DE TABLAS

|   | <b>Pág</b> |
|---|------------|
| <b>Tabla 1.</b> Información general de UIS-A.   | 72         |
| <b>Tabla 2.</b> Información de las secciones delgadas de UIS-A  | 73         |
| <b>Tabla 3.</b> Módulo de Compresibilidad y de Corte, Densidades de los minerales y fluidos constituyentes de la roca | 79         |
| <b>Tabla 4.</b> Parámetros de entrada de los modelos de física de rocas   | 79         |
| <b>Tabla 5.</b> Parámetros de entrada ajustados en los modelos de física de rocas                                     | 83         |
| <b>Tabla 6.</b> Modelo final de física de rocas que mejor se adapta al registro Verdadero de Onda P y Onda S.         | 88         |
| <b>Tabla 7.</b> Propiedades elásticas (Módulo de Compresibilidad y de corte) y densidad de los fluidos saturantes.    | 97         |
| <b>Tabla 8.</b> Numero de coordinación para cada modelo en Casos A y B.   | 99         |

## RESUMEN

**TITULO:** APLICACIÓN DE MODELOS DE FÍSICA DE ROCAS EN RESERVORIOS DE CANALES MEÁNDRICOS PARA CARACTERIZAR SU RESPUESTA SÍSMICA: APLICACIÓN EN EL CARIBE COLOMBIANO.<sup>1</sup>

**AUTORES:** Francy Viviana Guerrero Zabala<sup>2</sup>

**PALABRAS CLAVES:** Modelos de Física de Rocas, Canales Meándricos, Respuesta sísmica, Propiedades Elásticas de la Roca.

### DESCRIPCIÓN:

La descripción de las diferentes estructuras que intervienen en el almacenamiento de hidrocarburos es de gran importancia en los primeros estudios realizados a un yacimiento. Identificar las estructuras litológicas y los fluidos porosos hace parte de este estudio, el cual se logra a través de estudios sísmicos y aplicación de modelos de física de rocas. Estos últimos, son una herramienta de gran importancia en la interpretación geológica, ya que vincula las propiedades sísmicas de la roca con sus propiedades geológicas, permitiendo caracterizar el yacimiento y determinar las estructuras de las diferentes litofacies que lo componen.

El modelamiento consiste en contrastar los datos de velocidades de ondas sísmicas versus porosidad, con el ajuste de una curva de un modelo teórico, en la cual se predice las velocidades de ondas sísmicas teóricas de un determinado tipo de roca a partir de su porosidad crítica, composición mineralógica, módulos elásticos de los minerales constituyentes y de los fluidos de poro y por último la presión efectiva.

Este contraste se hace con el fin de predecir si los datos obtenidos a partir de la sísmica en canales meándricos del Caribe, se ajustan o siguen algún modelo teórico aplicado, permitiendo la clasificación del tipo de roca existente y su estructura. De igual forma, se observaría la influencia de las propiedades elásticas y petrofísicas de las rocas en la respuesta sísmica.

---

<sup>1</sup> Trabajo de Grado

<sup>2</sup> Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Ingeniería de Petróleos. Director ICP MSc. Andrés Eduardo Calle Ochoa. Director UIS Esp. César Augusto Pineda Gómez

## ABSTRACT

**TITLE:** APPLICATION OF ROCK PHYSICS MODELS IN MEANDEARING CHANNELS RESERVOIR TO CHARACTERIZE THEIR SEISMIC RESPONSE: APPLICATION IN THE COLOMBIAN CARIBBEAN.<sup>3</sup>

**AUTHORS:** Francy Viviana Guerrero Zabala<sup>4</sup>

**KEYWORDS:** Rock Physics Models, Meandering Channel, Seismic Response, Elastic properties of Rocks

### ABSTRACT:

The description of different structures that get involved in hydrocarbon storage takes great meaning in the first studies done on a reservoir. Identifying lithological structures and porous fluids takes part in this research, which is obtained by seismic studies and application of rocks physics modeling. These last ones are a very important tool in geological interpretation, because they link seismic properties of a rock with its geological properties, permitting to characterize the reservoir and determine different lithofacies structures that integrate it.

Modeling is based on contrasting seismic wave velocity data versus porosity, with the adjustment of theoretical model curve, which predicts the velocity of theoretical seismic waves of a certain type of rock from its critical porosity, mineralogical composition, elastic modules of constituent minerals and pore fluids, and finally effective pressure.

This contrast aims to predict whether the data obtained from the seismic in Caribbean meandering channels, fits or follows any theoretical applied model, allowing classification of the existent type of rock and its structure. Likewise, it would observe the influence of elastic and petrophysical properties of rocks in seismic response.

---

<sup>3</sup> Degree Project

<sup>4</sup> Physicochemical Engineering's Faculty. Petroleum Engineering School. ICP Director MSc. Andrés Eduardo Calle Ochoa, UIS Director Esp. César Augusto Pineda Gómez.

## INTRODUCCIÓN

La caracterización de un yacimiento es una de las primeras etapas de estudio en una posible área de exploración y explotación de hidrocarburos. Ésta permite dar un modelo representativo del yacimiento a través de las diferentes estructuras que lo componen y la interacción tanto estática como dinámica de éstas con los fluidos que posiblemente pueden albergar.

Las descripciones de las interacciones estáticas de las estructuras que componen a un yacimiento están ligadas a la integración de información de ciertas disciplinas asociadas al estudio de los hidrocarburos, tales como geología, petrofísica, geofísica, sísmica etc., las cuales, permiten identificar la capacidad de almacenamiento de hidrocarburos, su distribución en la zona de interés, la geometría y estructura del sistema, el ambiente de depositación de los sedimentos y la litología del sistema.

Dentro de estas disciplinas hay una de especial interés en el estudio de las propiedades litológicas del sistema: Física de Rocas. La física de Rocas es una ciencia relativamente nueva, que tiene como objetivo estudiar las propiedades físicas de las rocas, los procesos que ocurren en ellas y sus propiedades geológicas (naturaleza de la depositación de los sedimentos, porosidad, composición mineralógica, geometría de los granos, material cementante, etc). Las aplicaciones de esta ciencia son la de predecir y correlacionar las principales propiedades sísmicas ( $V_p$ ,  $V_s$  y densidad) obtenidas a partir de los registros arrojados por los estudios sísmicos. Se correlacionan por medio de modelos teóricos, los cuales están basados en propiedades geológicas y elásticas de los minerales y fluidos que componen la roca.

Los modelos de física de rocas es una herramienta utilizada dentro de la interpretación geológica, ya que vincula las propiedades sísmicas de la roca con sus propiedades geológicas. La aplicación de los modelos (Modelo del Cemento en el Contacto, Modelo de Arenas no Consolidadas, Modelo de

Cemento Constante, Modelo de Arcilla constante para shales arenosos) dan una guía cualitativa para identificar las zonas reservorio y no reservorio en una data sísmica, que para este caso, serán aplicados a datos sísmicos de canales meándricos en el caribe.

Este estudio no solo pretende la caracterización de los canales meándricos en el Caribe Colombiano, si no también discernir en el estudio de las propiedades elásticas o sísmicas de los tipos de rocas que existen en dicho canal. De este modo, se comprendería de mejor manera los fenómenos físicos y geológicos que se están presentando en la roca, lo cual ayudaría a conocer los alcances y posibles limitaciones de la aplicación de los modelos de física de rocas en la caracterización de zonas reservorios. Así como también observar el posible rango de error entre los datos sísmicos obtenidos por los modelos y los obtenidos en el estudio sísmico.

Es por esto, que para entender un poco más sobre la aplicación de los modelos de física de rocas, este estudio está estructurado de la siguiente forma:

El Primer Capítulo contempla los conceptos básicos que se manejan tanto en la física de rocas como en sistemas de aguas profundas para la posterior implementación y análisis de los modelos de física de rocas en canales meándricos del caribe colombiano.

El segundo Capítulo comprende las generalidades del área de estudio, las cuales permitirá conocer todos los detalles sedimentológicos y procesos involucrados en la formación de estos tipos de sistemas. Estos detalles son de gran importancia para la creación y elección de los modelos de física de roca, ya que permitirán caracterizar la respuesta sísmica de zona estudio en el sistema tubidítico del Magdalena. Las generalidades comprenden la localización y área de la zona, tiempo en que se empezó a desarrollar el sistema tubidítico, aspectos geológicos y de depositación, entre otros.

Tercer capítulo describe la Metodología de trabajo que se va a llevar a cabo para la aplicación de modelos de física de rocas. Esta metodología integra datos de pozo, información petrológica y petrográfica de la zona de estudio, registros de pozo, datos sísmicos y toda la información necesaria para recrear el modelo de física de rocas que mejor se adapte a los datos reales y así poder establecer alcances y limitaciones.

El Cuarto capítulo se centra en la creación de los Modelos de física de roca, en donde se muestra la extracción de la información necesaria para los datos de entrada de los diferentes modelos a recrear, de igual manera se muestra el desarrollo y el ajuste de estos modelos de acuerdo a los datos reales para finalmente generar sismogramas sintéticos.

Finalmente el Quinto capítulo Análisis de Resultados comprenderá el análisis de los datos obtenidos a partir de los modelos de física de rocas y trazas sísmicas, con el fin de compararlas con datos reales. Esta etapa comprenderá el diagnóstico de la zona en estudio, rangos de error y de aplicabilidad de los modelos, identificación de la estructura del subsuelo, información sobre propiedades de roca y fluidos, entre otros análisis.

## 1. MARCO CONCEPTUAL

### 1.1. PROPIEDADES ELASTICAS DE LAS ROCAS

Las propiedades mecánicas de una roca denotan la capacidad que tienen para resistir cierta carga o acciones internas o externas que se realicen sobre el material o los materiales que conforma la roca. En contraste a las propiedades mecánicas, las propiedades elásticas en una roca determinan el nivel o el tipo de deformación que sufre la roca tras ser expuesta a un esfuerzo. Sin embargo los esfuerzos a los que se someten varios cuerpos no siempre presentarán la misma capacidad elástica, debido a que existen diferentes tipos de cuerpos tales como isótropos y anisótropos. Los cuerpos isótropos son aquellos que presentan las mismas propiedades físicas en todo el cuerpo, independientemente en la dirección en que se midan dichas propiedades. Los cuerpos anisótropos se caracterizan por que varían determinadas propiedades físicas según la dirección en que se estén midiendo.

Si bien se pueden estudiar los cuerpos anisótropos y heterogéneos, en muchos casos se simplifican a isótropo y homogéneos para facilitar los cálculos y la comprensión de los modelos de física de rocas.

#### 1.1.1. Módulos de elasticidad para materiales homogéneos e isótropos

En un cuerpo elástico-lineal e isótropo, el esfuerzo ( $\sigma$ ) y deformación ( $\varepsilon$ ) están relacionados por medio de la ley de Hooke (Timoshenko and Goodier, 1934)<sup>5</sup>:

$$\sigma_{ij} = 2G\varepsilon_{ij} + \lambda\delta_{ij}\varepsilon_{\alpha\alpha} \quad ec. (1)$$

Dónde:

$\sigma_{ij}$  Elementos del tensor Esfuerzo.

$\varepsilon_{ij}$  Elementos del tensor Deformación.

---

<sup>5</sup> THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, Tools for Seismic Analysis of porous Media. TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2009 .Pagina 21

$\varepsilon_{\alpha\alpha}$  Elementos de la deformación volumétrica.

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

$\lambda$  Primer parámetro de Lamé.

$G$  Segundo parámetro de Lamé o módulo de corte.

Los parámetros  $\lambda$  y  $G$  son dos constantes elásticas importantes que relacionan el esfuerzo y deformación en la descripción del comportamiento elástico de un cuerpo elástico-lineal e isótropo.

Los módulos elásticos son constantes elásticas que relacionan un esfuerzo aplicado a un cuerpo con la deformación que este puede tener sufrir. Estas constantes son físicamente medibles y caracterizan el comportamiento elástico de un cuerpo sólido y deformable, las principales constantes son:

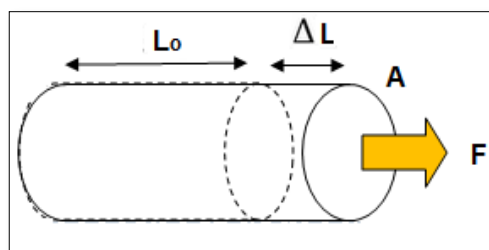
#### 1.1.1.1. Módulo de Elasticidad o Módulo de Young

El módulo de Young es la relación que existe entre un esfuerzo uniaxial o una fuerza aplicada por unidad de superficie  $\sigma = F/A$  y la deformación  $\Delta L/L_0$  causada sobre el mismo eje. De tal manera que se obtiene la constante de elasticidad del cuerpo o material. Viene dada por la letra E

$$E = \frac{\sigma}{|\varepsilon|} = \frac{F/A}{\Delta L/L_0} = 2G(1 + \nu) \quad \text{ec. (2)}$$

Donde  $G$  es el módulo de corte y  $\nu$  Módulo de Poisson.

**Figura 1.** Representación gráfica de la constante de elasticidad en un ensayo de tracción.



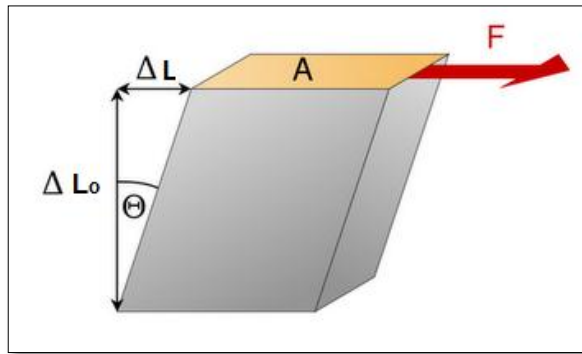
FUENTE: EL AUTOR

### 1.1.1.2. Módulo de corte

El módulo de corte o de cizalladura se denota con la letra  $G$  o con la letra  $\mu$ , y es la relación que existe entre el esfuerzo de corte y la deformación del corte resultante en el cuerpo. El módulo de cizalladura es único en cada material.

$$G = \frac{\text{Esfuerzo de corte}}{\text{Deformación de corte}} = \frac{FL_0}{\Delta L/A} \quad \text{ec. (3)}$$

**Figura 2.** Representación de un material elástico cuando se aplican esfuerzos cortantes.



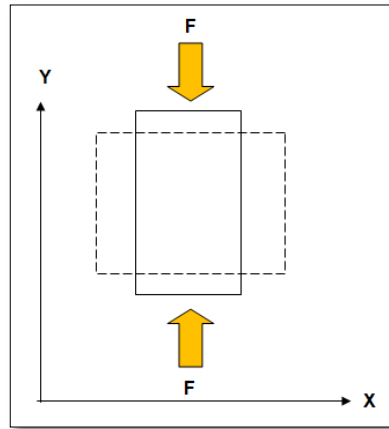
FUENTE EDITADA: RODRIGUEZ, NELLY " FISICA 2 | CECYT 6" [en línea]. [30 DE AGOSTO DE 2012].  
DISPONIBLE EN LA WEB: <http://fisica2cecyt6.blogspot.com/>

### 1.1.1.3. Módulo de Poisson

Al someter un cuerpo a la acción de una fuerza, este tenderá a deformarse en la dirección en que actúe la fuerza, tras esta deformación también se producirá una deformación lateral. Entonces el módulo de Poisson es la relación que hay entre las deformaciones laterales y las deformaciones axiales en un material elástico, lineal e isótropo. Se denota con la letra  $\nu$

$$\nu = \frac{\text{deformación lateral}}{\text{deformación axial}} = \frac{\Delta d/d}{\Delta l/l} = \frac{E}{2G} - 1 \quad \text{ec. (4)}$$

**Figura 3.** Efecto de Poisson en un material elástico cuando se aplican esfuerzos longitudinales.



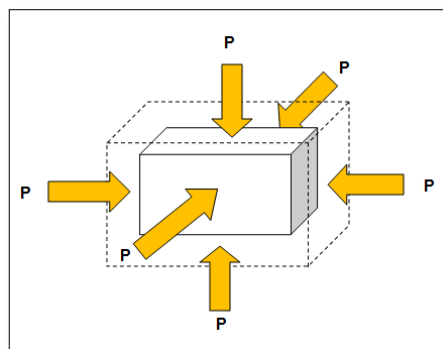
FUENTE: EL AUTOR

#### 1.1.1.4. Módulo de Compresibilidad

La presión debida a un esfuerzo aplicado a una determinada área de un cuerpo, tiende a comprimirlo. El cociente entre el cambio de presión  $\Delta P$  y la disminución relativa de volumen  $-\Delta V/V$  se le denomina Módulo de compresibilidad. Este módulo elástico mide la resistencia que tiene un cuerpo a la compresión uniforme.

$$K = -\frac{\Delta P}{\frac{\Delta V}{V}} \quad \text{ec. (5)}$$

**Figura 4.** Representación gráfica del módulo de compresión.



FUENTE: EL AUTOR

### 1.1.1.5. Módulo de onda P

El módulo de Onda P se define como la relación del esfuerzo axial para la deformación axial en un estado de tensión uniaxial. El módulo de Onda P también es conocido como módulo longitudinal y es uno de los módulos elásticos utilizados en física de rocas para describir cuerpos isótropos y homogéneos. Se denota con la letra M y análogo al módulo de corte:

$$M = \frac{\text{Esfuerzo axial}}{\text{Deformacion axial}} \quad \text{ec. (6)}$$

El módulo de onda P se entiende más fácilmente en términos acústicos, donde  $\rho$  es la densidad del cuerpo y  $V_p$  la velocidad de onda P:

$$M = \rho V_p^2 \quad \text{ec. (7)}$$

**Figura 5.** Relaciones entre las constantes elásticas de un material isótropo.

| $K$                              | $E$                                     | $\lambda$                      | $\nu$                            | $M$                                | $\mu$                         |
|----------------------------------|---|--------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|-------------------------------|
| $\lambda + 2\mu/3$               | $\mu \frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}$ | —                              | $\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$ | $\lambda + 2\mu$                   | —                             |
| —                                | $9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$       | —                              | $\frac{\lambda}{3K-\lambda}$     | $3K - 2\lambda$                    | $3(K - \lambda)/2$            |
| —                                | $\frac{9K\mu}{3K+\mu}$                  | $K - 2\mu/3$                   | $\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$      | $K + 4\mu/3$                       | —                             |
| $\frac{E\mu}{3(3\mu-E)}$         | —                                       | $\mu \frac{E-2\mu}{(3\mu-E)}$  | $E/(2\mu) - 1$                   | $\mu \frac{4\mu-E}{3\mu-E}$        | —                             |
| —                                | —                                       | $3K \frac{3K-E}{9K-E}$         | $\frac{3K-E}{6K}$                | $3K \frac{3K+E}{9K-E}$             | $\frac{3KE}{9K-E}$            |
| $\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$     | $\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$   | —                              | —                                | $\lambda \frac{1-\nu}{\nu}$        | $\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$ |
| $\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$ | $2\mu(1 + \nu)$                         | $\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$      | —                                | $\mu \frac{2-2\nu}{1-2\nu}$        | —                             |
| —                                | $3K(1 - 2\nu)$                          | $3K \frac{\nu}{1+\nu}$         | —                                | $3K \frac{1-\nu}{1+\nu}$           | $3K \frac{1-2\nu}{2+2\nu}$    |
| $\frac{E}{3(1-2\nu)}$            | —                                       | $\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ | —                                | $\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ | $\frac{E}{2+2\nu}$            |
| $M - \frac{4}{3}\mu$             | —                                       | $M - 2\mu$                     | $\frac{M-2\mu}{2(M-\mu)}$        | —                                  | —                             |

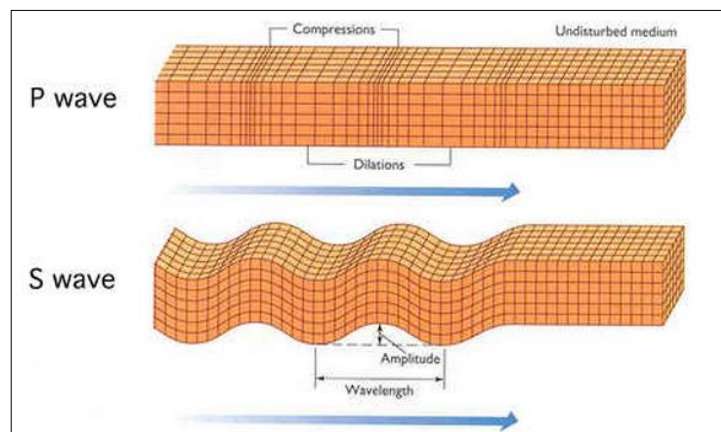
**FUENTE EDITADA:** THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN, 2009.

Los módulos de elasticidad, de corte, de compresibilidad y de onda P tienen unidades de fuerza / área, mientras que el módulo de Poisson es adimensional.

## 1.2. ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son ondas elásticas, que causan deformaciones no permanentes en el medio en que se propagan. La deformación consiste en la compresión y posterior dilatación del medio, de tal modo que las partículas de éste se acercan y se alejan en respuesta a las fuerzas o esfuerzos que genera la onda. El objetivo de generar ondas sísmicas es el de estudiar el subsuelo y conocer información geológica de los materiales que lo conforman.

**Figura 6.** Representación de principales ondas sísmicas utilizadas, Onda P y Onda S.



**FUENTE:** DEPARTMENT OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES. S.STEIN, "SEISMOLOGY" [en línea]. [30 DE AGOSTO DE 2012]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.earth.northwestern.edu>

### 1.2.1. Onda P

Las ondas compresionales son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones

y dilataciones en el medio<sup>6</sup>. Pueden viajar tanto en sólidos como en líquidos. En un medio isótropo y homogéneo la velocidad de onda P es:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad \text{ec. (8)}$$

### 1.2.2. Onda S

Las ondas de corte o de cizalla, llamadas ondas S, son aquellas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla<sup>7</sup>. Viajan solamente en medios sólidos. En un medio isótropo y homogéneo la velocidad de onda S es:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{ec. (9)}$$

### 1.2.3. Relación Vp-Vs

Las relaciones entre la velocidad de la onda P y la velocidad de la onda S son la clave para determinar la litología de ciertas zonas a partir de la sísmica o de los datos que arrojan los registros de campo. Existe una gran variedad de relaciones  $V_p - V_s$  como técnicas de predicción, las cuales se pueden resumir en los siguientes pasos<sup>8</sup>:

- ➔ Establecer las relaciones empíricas entre  $V_p$ ,  $V_s$  y Porosidad para un fluido de poro de referencia, este poro puede estar saturado de agua o puede estar seco.
- ➔ Usar las relaciones de Gassman para mapear esas relaciones con otro fluido de poro.

<sup>6</sup> BIBLIOTECA DIGITAL DEL ILCE. "III ONDAS SISMICAS" [en línea]. [30 DE AGOSTO DE 2012]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx>.

<sup>7</sup> BIBLIOTECA DIGITAL DEL ILCE. "III ONDAS SISMICAS" [en línea]. [30 DE AGOSTO DE 2012]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx>.

<sup>8</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 34

A continuación se presentan algunas relaciones  $V_P$ - $V_S$  más utilizadas, las cuales fueron extraídas empíricamente a partir de datos de laboratorio o de registros reales<sup>9</sup>.

### a. Limestones

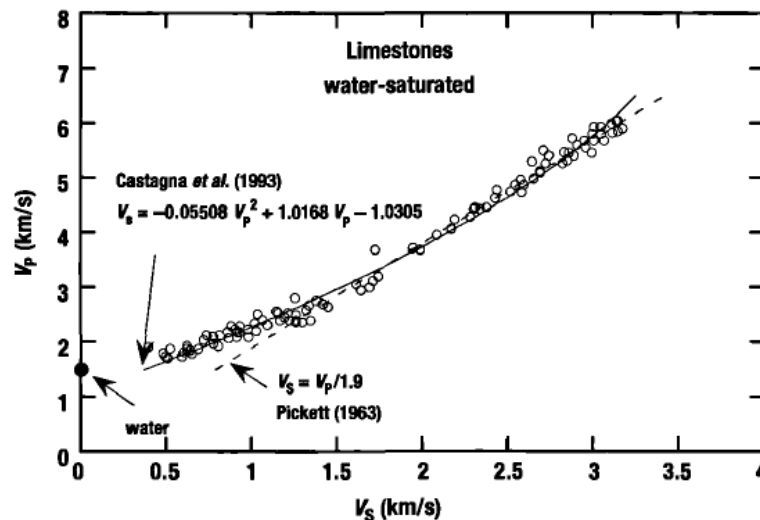
Pickett (1963) desarrolló una ecuación empírica que relacionan las velocidades de Onda P y Onda S, ésta se desarrolló comparando datos teóricos con datos de laboratorio:

$$V_S = V_P/1.9 \quad [km/s] \quad ec. (10)$$

Con un ajuste polinomial por mínimos cuadrados desarrollada por Castagna et al. (1993) se obtiene la siguiente relación:

$$V_S = -0.05508 V_P^2 + 1.0168 V_P - 1.0305 \quad [km/s] \quad ec. (11)$$

**Figura 7.** Gráfica  $V_P$ - $V_S$  para Limestones saturados de agua con dos tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).



**FUENTE:** QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 3

<sup>9</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 35

### b. Dolomitas

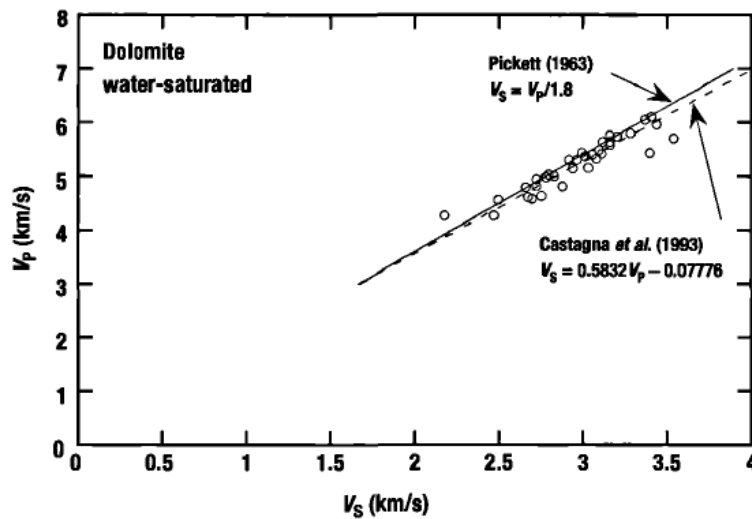
Picket (1963) desarrolló una ecuación empírica que relacionan las velocidades de Onda P y Onda S para dolomitas saturadas de agua:

$$V_s = V_p/1.8 \quad [km/s] \quad ec. (12)$$

Después de un ajuste polinomial por mínimos cuadrados desarrollada por Castagna et al. (1993) se obtiene la siguiente relación:

$$V_s = 0.5832 V_p - 0.0777 \quad [km/s] \quad ec. (13)$$

**Figura 8.** Gráfica  $V_p$ - $V_s$  para Dolomitas saturadas de agua con dos tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).



**FUENTE:** QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 35

### c. Areniscas y Shales

Castagna et al. (1985) y Thomsen (1986) realizan una serie de correlaciones para predecir el comportamiento de la onda S en función de datos de Onda P para arenas y shales respectivamente:

Arenas:

$$V_S = 0.8042 V_P - 0.8559 \text{ [km/s]} \quad \text{ec. (14)}$$

Shales:

$$V_S = 0.7700 V_P - 0.8674 \text{ [km/s]} \quad \text{ec. (15)}$$

Estas correlaciones o tendencias son similares a la tendencia de la Mudrock-line, la cual fue obtenida exclusivamente a partir de datos in-situ por Castagna et al. (1985). Esta correlación está dada por:

$$V_S = 0.8621 V_P - 1.1724 \text{ [km/s]} \quad \text{ec. (16)}$$

Y en estrecha concordancia con los resultados de Han et al. (1986), se tiene otra correlación para arenas basada en datos de laboratorio de ultrasonido:

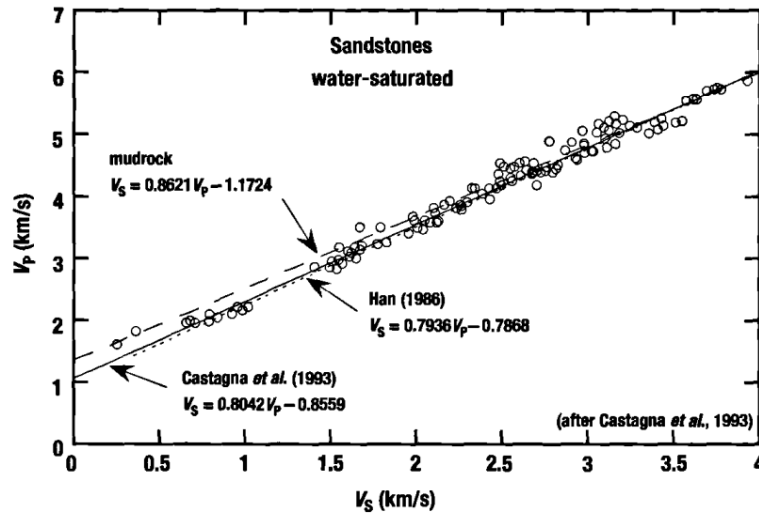
$$V_S = 0.7936 V_P - 0.7868 \text{ [Km/s]} \quad \text{ec. (17)}$$

Arenas cuarzosas puras y shales arcillosos puros son escasos, es por esto que las ecuaciones 14 y 15 son muy usadas cuando las composiciones no son bien conocidas (particularmente antes de la perforación)<sup>10</sup>.

---

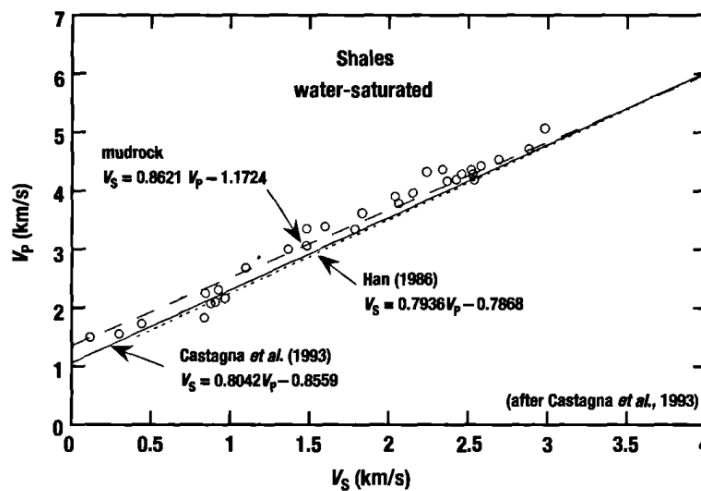
<sup>10</sup> ROCK PHYSICS- THE LINK BETWEEN ROCK PROPERTIES AND AVO RESPONSE. J.P Castagna, M.L Batzle, T.K kan. SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS, 1995. Pagina 137

**Figura 9.** Gráfica Vp-Vs para Arenas saturadas de agua con tres tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).



FUENTE: QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 36

**Figura 10.** Gráfica Vp-Vs para Shales saturados de agua con tres tendencias superpuestas. Data copilada por Castagna et al. (1993).



FUENTE: QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 37

### **1.3. FÍSICA DE ROCAS**

El principal objetivo de la física de rocas es la de entrelazar las propiedades elásticas de la roca con las propiedades geológicas que éstas poseen, con el fin de dar una mejor interpretación cualitativa a las reflexiones sísmicas (las cuales se obtienen a partir de las propiedades elásticas de la roca).

La física de rocas permite recrear aquellos escenarios que posiblemente podrían contener hidrocarburos, teniendo en cuenta parámetros geológicos (porosidad, contenido de arcilla, volumen de material cementante, compactación, tipo de sedimentación, sorting etc.) y sísmicos, que están controlados por factores como la presión, fluidos en los poros, propiedades elásticas de la roca, etc. Para la recreación de estos escenarios es necesario el uso de ciertos modelos que permiten entender el tipo de respuesta sísmica que se podría obtener al variar ciertas variables geológicas de acuerdo al escenario que se quiere representar. De un modo más sencillo: ¿Cómo sería la respuesta sísmica si se varía el tipo de fluido presente en la roca? ó ¿Qué pasaría si se varía el material cementante entre los sedimentos? Ó si simplemente ¿Qué pasaría si la litología cambia? Escenarios como estos generan unas tendencias geológicas que pueden ser contrastadas con los Modelos de Física de Rocas.

El uso adecuado de estos modelos, no solo permite la predicción de una repuesta sísmica para ser contrastada, sino que también permitiría el uso de estas tendencias para predecir respuestas sísmicas en áreas inaccesibles o en áreas donde existe poca información geológica o de registros, reduciendo de cierta manera la incertidumbre en este tipo de áreas.

#### **1.3.1. Límites de Hashin–Shtrikman**

Varios modelos de “medios efectivos” han sido publicados, intentando describir teóricamente los módulos elásticos efectivos de las rocas y sedimentos. Algunos de estos modelos aproximan la roca como un bloque elástico de minerales, perturbado por agujeros (modelos de inclusión) y otros tratan de

describir la roca a través del comportamiento de granos elásticos en sus contactos (Modelo de Contacto ó Modelos de Medio Granular). Sin tener en cuenta el tipo de aproximación, es necesario especificar la siguiente información en estos modelos<sup>11</sup> :

- Fracción de Volumen de las fases
- Módulo elástico de las fases.
- Detalles del arreglo geométrico de las fases

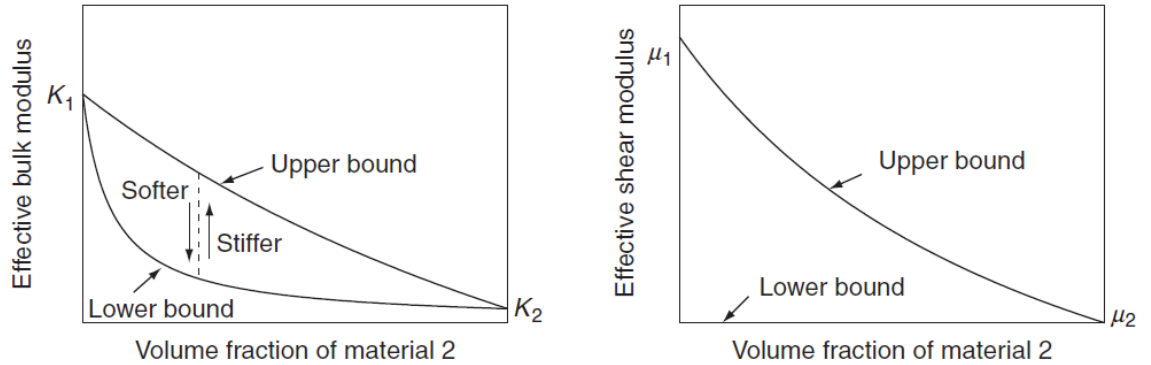
En la práctica, los detalles de la geometría de las rocas y sedimentos nunca han sido adecuadamente incorporados en un modelo teórico. Es por esto, que si solo se tiene la fracción del volumen de las fases y los módulos elásticos de éstas, se puede predecir solamente los límites superior e inferior en los módulos y velocidades de la roca, lo cual sería una herramienta muy importante para dar una idea del arreglo geométrico de los sedimentos en las rocas.

A una fracción de volumen dada de un constituyente de la roca el módulo efectivo caerá dentro los límites Figura 11 (en algún lugar a lo largo de la raya vertical de la gráfica del módulo de compresibilidad), pero ese valor preciso dependerá de los detalles del arreglo geométrico de las fases o constituyentes de la roca. Para ellos se usa los términos tales como formas de poro rígidas y formas de poro blandas. Las formas rígidas provocan que los valores de los módulos sean altos dentro del rango permitido y las formas blandas que los valores sean bajos. Los mejores límites para un medio isótropo elástico lineal, definidos para dar el rango más estrecho del módulo elástico sin especificar detalles de su arreglo geométrico, son los de Hashin-Shtrikman.

---

<sup>11</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 6

**Figura 11.** Representación esquemática de los límites superiores e inferiores en los módulos elásticos de compresión y de cizalladura.



FUENTE: THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN, 2009

Los límites de Hashin-Shtrikman pueden ser escritos como:

$$K^{HS \mp} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1(K_1 + 4G_1/3)^{-1}} \quad ec. (18)$$

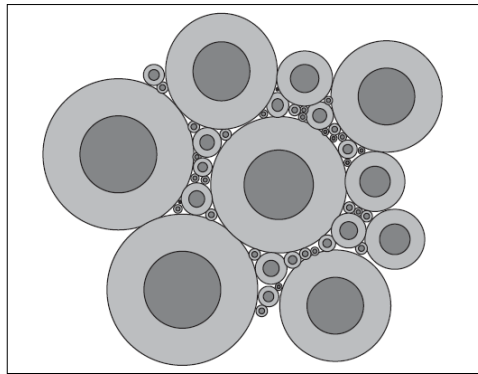
$$G^{HS \mp} = G_1 \frac{f_2}{(G_2 - G_1)^{-1} + 2f_1(K_1 + 2K_2)/[5G_1(K_1 + 4G_1/3)]} \quad ec. (19)$$

$K_1, K_2$  Módulos de Compresibilidad de las fases 1 y 2 respectivamente

$G_1, G_2$  Módulos de Cizalladura de las fases 1 y 2 respectivamente.

$f_1, f_2$  Fracción de Volumen de las fases 1 y 2 respectivamente.

**Figura 12.** Representación esquemática de la interpretación física de los límites de Hashin-Shtrikman para el módulo de bulk (compresibilidad) de un material de 2 fases.



FUENTE: THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN, 2009

La interpretación física de un material con un módulo de bulk  $K$  que cae dentro de uno de los límites de Hashin-Shtrikman es explicado en la Fig.12 , en donde el espacio poroso es llenado por un conjunto de esferas de material 2, cada una rodeada por una capa de material 1. Cada esfera y su capa que la rodea ocupan un volumen de  $f_1$  y  $f_2$ . El límite superior es desarrollado cuando el material rígido forma la capa y el inferior cuando éste se encuentra en el núcleo. La interpretación física implica una distribución muy amplia de varios tamaños de esferas recubiertas, las cuales llenan todo el espacio poroso.

### 1.3.2. Análisis de sustitución de fluidos

La sustitución de fluidos es un problema de la física de rocas en la cual se quiere entender y predecir como las velocidades sísmicas y la impedancia depende de los fluidos en los poros.

Las relaciones de Gassmann (1951) predicen como cambia los módulos de la roca cuando hay un cambio de fluidos en los poros de ésta.

El problema de sustitución de fluidos tiene dos efectos en los fluidos que deben ser considerados:

- Cambio de la densidad bulk (compresión) en la roca.
- Cambio en la compresibilidad de la roca.

La compresibilidad de una roca seca (reciproco del Módulo de Compresibilidad) puede ser expresada como la suma de la compresibilidad del mineral constituyente y la compresibilidad debido al espacio poroso:

$$\frac{1}{K_{dry}} = \frac{1}{K_{mineral}} + \frac{\emptyset}{K_{\emptyset}} \quad ec. (20)$$

$\emptyset$  Porosidad

$K_{dry}$  Módulo de compresibilidad de la Roca seca

$K_{mineral}$  Módulo de compresibilidad del mineral constituyente de la roca.

$K_\phi$  Rigidez del espacio poroso

La rigidez del espacio poroso está definido como:

$$\frac{1}{K_\phi} = \frac{1}{v_{poro}} + \frac{\delta v_{poro}}{\delta \sigma} \quad ec. (21)$$

$v_{poro}$  Volumen Poroso

$\sigma$  Incremento de la tensión de confinamiento hidrostática cuando la onda pasa.

Similarmente la Compresibilidad de una roca saturada puede ser expresada por las siguientes ecuaciones:

$$\frac{1}{K_{sat}} = \frac{1}{K_{mineral}} + \frac{\phi}{K_\phi + \frac{K_{fluido}K_{mineral}}{K_{mineral}} - K_{fluido}} \quad ec. (22)$$

Las ecuaciones 20 y 21 son equivalentes a las relaciones de Gassmann. Si algebraicamente se elimina  $K_\phi$  de las ecuaciones 20 y 21 se puede expresar de una manera similar la siguiente ecuación<sup>12</sup>:

$$\frac{K_{sat}}{K_{mineral} - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{mineral}} + \frac{K_{fluido}}{\phi(K_{mineral} - K_{fluido})} \quad ec. (23)$$

$$G_{sat} = G_{dry} \quad ec. (24)$$

La densidad de compresibilidad está dada por:

$$\rho_b = \phi \rho_{fluido} + (1 - \phi) \rho_{mineral} \quad ec. (25)$$

---

<sup>12</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE 2005. Pagina 17

### 1.3.3. Modelos de Física de Rocas

La aplicación de Los Modelos de Física de Rocas para la caracterización sísmica de cierto perfil litológico es lo que actualmente se le llama: ***Diagnostico de Física de Rocas (Dvorkin and Nur 1996)***, donde se cuantifican varios factores sedimentológicos y diagenéticos en términos de propiedades físicas de la roca<sup>13</sup>.

El Diagnostico de Física de Rocas consiste en contrastar los datos de velocidades de ondas sísmicas versus porosidad, con el ajuste de una curva de un modelo teórico, en el cual se predice las velocidades de ondas sísmicas teóricas de un determinado tipo de roca (para nuestro caso areniscas y shales) a partir de su porosidad crítica, composición mineralógica, módulos elásticos tanto para los minerales constituyentes como para los fluidos de poro, y en algunos casos la presión efectiva. Este contraste se hace con el fin de predecir si los datos obtenidos a partir de la sísmica se ajustan o siguen algún modelo teórico aplicado, permitiendo así la clasificación del tipo de roca existente, su estructura y el tipo de fluido que alberga los poros.

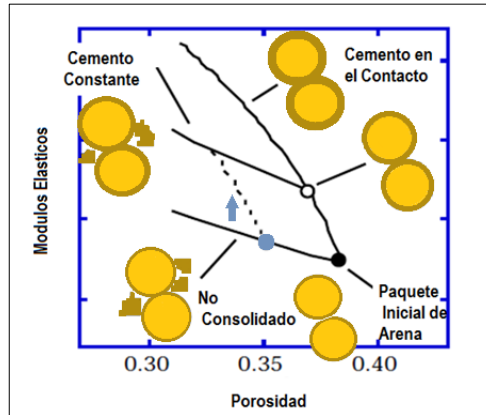
A continuación se presentaran algunos de los principales Modelos de Física de Rocas:

---

<sup>13</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE 2005. Pagina 50

### 1.3.3.1. Modelos para arenas

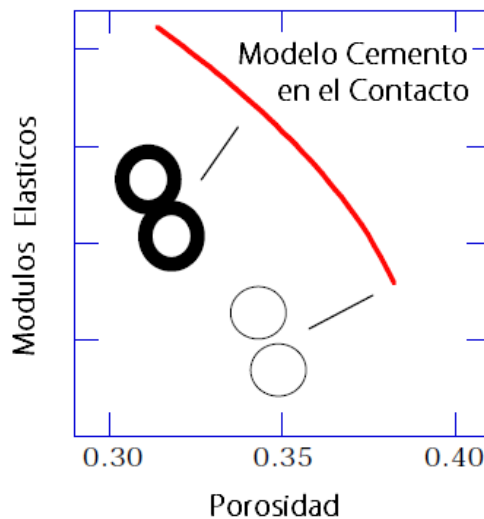
**Figura 13.** Descripción esquemática de los modelos para arenas con alta porosidad. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser  $K, G, M$ .



FUENTE EDITADA: COMBINING ROCK PHYSICS AND SEDIMENTOLOGY FOR SEISMIC RESERVOIR CHARACTERIZATION OF NORTH SEA TURBIDITE SYSTEMS, Per Åge Avseth. May, 2000

#### 1.3.3.1.1. Modelo del Cemento en el Contacto (Contact Cement Model)

**Figura 14.** Descripción esquemática del Modelo cemento en el Contacto Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser  $K, G, M$



FUENTE EDITADA: QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2005.

También llamado Modelo de Arenas Cementadas. Este Modelo asume que la porosidad se reduce debido a la depositación uniforme de capas de cemento en la superficie de los granos. El cemento en el contacto incrementa dramáticamente la rigidez de las arenas, reforzando el contacto entre ellas. El modelo Matemático está basado en una rigurosa solución al problema de contacto que realizó Dvorkin en 1994<sup>14</sup>.

Para la solución del problema, se asume que la estructura de arenas cementadas es un paquete denso al azar de granos esféricos idénticos con una porosidad inicial de  $\phi_0 = 0.36$  y con un número de contactos por grano de  $n = 9$ . Cuando se empieza a añadir cemento a los contactos entre los granos, se reduce la porosidad e incrementa el módulo efectivo elástico del agregado. Entonces los módulos de Compresibilidad  $K_{eff}$  y de corte  $G_{eff}$  efectivos para una roca seca son (Dvorkin 1994):

$$K_{eff} = \frac{1}{6}n(1 - \phi_0)M_c S_n \quad ec. (26)$$

$$G_{eff} = \frac{3}{5}K_{eff} + \frac{3}{20}n(1 - \phi_0)G_c S_t \quad ec. (27)$$

$$M_c = \rho_c V_{Pc}^2 \quad ec. (28)$$

$$G_c = \rho_c V_{Sc}^2 \quad ec. (29)$$

$$M_c = K_c + \frac{4}{3}G_c \quad ec. (30)$$

Dónde:

$M_c$  Onda compresional del cemento

$K_c$  Módulo de compresibilidad del cemento

---

<sup>14</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 57

$G_c$  Módulo de Corte del cemento

$V_{Pc}$  Y  $V_{Sc}$  Velocidades de la Onda P y de la Onda S del Cemento

$\rho_c$  Densidad del cemento.

$S_n$  y  $S_t$  son parámetros de Rigidez normal y de corte, respectivamente, los cuales dependen de la cantidad de cemento en el contacto y de las propiedades del cemento y del grano como se muestra en las siguientes correlaciones:

$$S_n = A_n \alpha^2 + B_n \alpha + C_n \quad ec. (31)$$

$$A_n = -0.024153 \Lambda_n^{-1.3646} \quad ec. (32)$$

$$B_n = 0.20405 \Lambda_n^{-0.89008} \quad ec. (33)$$

$$C_n = 0.000246 \Lambda_n^{-1.9864} \quad ec. (34)$$

$$S_t = A_t \alpha^2 + B_t \alpha + C_t \quad ec. (35)$$

$$A_t = -10^{-2} (2.26v^2 + 2.07v + 2.3) \Lambda_t^{0.079v^2 + 0.1754v - 1.342} \quad ec. (36)$$

$$B_t = (0.0573v^2 + 0.0937v + 0.202) \Lambda_t^{0.0274v^2 + 0.0529v - 0.8765} \quad ec. (37)$$

$$C_t = -10^{-4} (9.654v^2 + 4.945v + 3.1) \Lambda_t^{0.01867v^2 + 0.4011v - 1.8186} \quad ec. (38)$$

$$\Lambda_n = \frac{2G_c(1-\nu)(1-\nu_c)}{\pi G(1-2\nu_c)} \quad ec. (39)$$

$$\Lambda_t = \frac{G_c}{\pi G} \quad ec. (40)$$

Donde

$G$  y  $\nu$  son el módulo de corte y el coeficiente de Poisson de los granos, respectivamente.

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left( \frac{K}{G} - \frac{2}{3} \right)}{\left( \frac{K}{G} + \frac{1}{3} \right)} \quad ec. (41)$$

$G_c$  y  $\nu_c$  el módulo de corte y el coeficiente de Poisson del material cementante, respectivamente.

$$v_c = \frac{\frac{1}{2} \left( \frac{K_c}{G_c} - \frac{2}{3} \right)}{\left( \frac{K_c}{G_c} + \frac{1}{3} \right)} \quad ec. (42)$$

La cantidad de cemento en el contacto puede ser expresada a través de la relación del radio de la capa de cemento y del radio del grano.

$$\alpha = \frac{a}{R} \quad ec. (43)$$

$a$  Es el radio de contacto de la capa de cemento

$R$  Es el radio del grano.

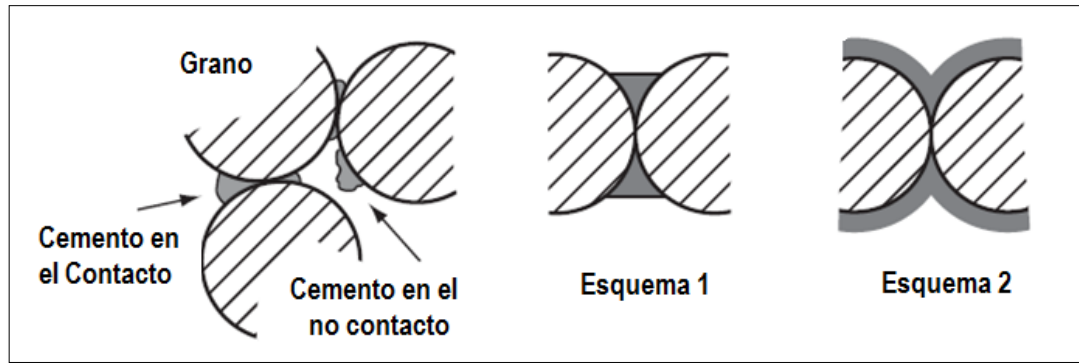
El radio del contacto de la capa de cemento no necesariamente está directamente relacionado con la cantidad total de cemento; parte de este cemento puede estar depositado afuera de los granos intergranulares. Asumiendo que la reducción de la porosidad en las arenas es debida solo a la cementación y adoptando ciertos esquemas de depositación del cemento, se puede relacionar el parámetro  $a$  con la actual porosidad de la arena cementada  $\phi$ .<sup>15</sup>

De acuerdo a la forma en cómo el material cementante se deposita en zonas porosas entre los granos, se tiene el siguiente esquema:

---

<sup>15</sup> THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, Tools for Seismic Analysis of porous Media. TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2009 .Pagina 257

**Figura 15.** Representación esquemática de los tipos de depositación del cemento. Esquema 1: Todo el cemento depositado en el contacto de los granos. Esquema 2: Cemento depositado en una capa uniforme alrededor de los granos.



FUENTE EDITADA: THE ROCK PHYSICS HANDBOOK, GARY MAVKO, TAPAN MUKERJI, JACK DVORKIN , 2009.

La siguiente fórmula representa la depositación del material cementante en los contactos de los granos:

$$\alpha = 2 \left[ \frac{\phi_0 - \phi}{3n(1 - \phi_0)} \right]^{1/4} = 2 \left[ \frac{S\phi_0}{3n(1 - \phi_0)} \right]^{1/4} \quad ec. (44)$$

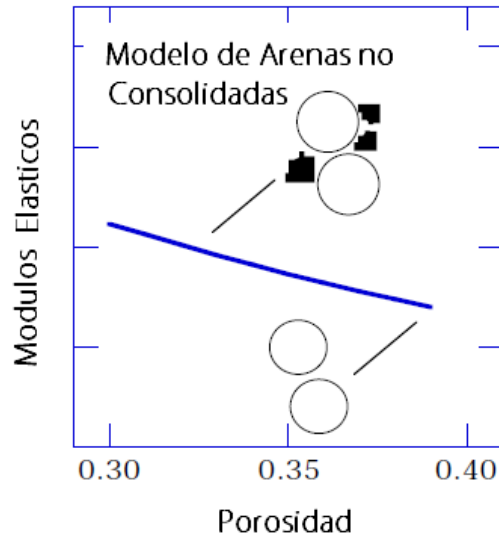
Esta fórmula representa la depositación del material cementante en las afueras de los contactos de los granos (superficie de los granos):

$$\alpha = 2 \left[ \frac{2(\phi_0 - \phi)}{3(1 - \phi_0)} \right]^{1/2} = \left[ \frac{2S\phi_0}{3(1 - \phi_0)} \right]^{1/2} \quad ec. (45)$$

En las formulas,  $S$  es la saturación (fracción del espacio poroso ocupado por cemento) del cemento en el espacio poroso.  $n$  el numero de contactos por grano.

### 1.3.3.1.2. Modelo de Arenas no Consolidadas (Friable Sand Model)

**Figura 16.** Descripción esquemática del Modelo de arenas no consolidadas. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser  $K, G, M$



**FUENTE EDITADA:** QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2005.

Este Modelo fue introducido por Dvorkin y Nur en 1996 como un modelo teórico para arenas con alto grado de porosidad. La línea no consolidada describe cómo cambia el comportamiento de las velocidades de las ondas sísmicas versus la porosidad, a medida que el tamaño de los granos cambia. Este modelo representa arenas que no tienen un tamaño de grano similar como arenas un tamaño similar a través de la adición de pequeños granos que se depositan en el espacio poroso. Esos granos adicionales deterioran el sorteo, decrecen la porosidad e incrementa ligeramente la rigidez de la roca. El límite del extremo "bien sorteado" es representado como un paquete bien sorteado de granos similares, en los cuales, sus propiedades elásticas son representadas por la elasticidad en el contacto entre granos. Para este modelo las arenas con un tamaño de grano similar presentan una porosidad crítica alrededor del 40% y sus módulos elásticos son modelados como un paquete de

esferas elásticas sujetas a la presión de confinamiento. Estos módulos están dados por la teoría de Hertz-Mindlin (1949)<sup>16</sup>:

$$K_{HM} = \left[ \frac{n^2(1 - \phi_c)^2 G^2 P}{18\pi^2(1 - \nu)^2} \right]^{1/3} \quad ec. (46)$$

$$G_{HM} = \frac{5 - 4\nu}{5(2 - \nu)} \left[ \frac{3n^2(1 - \phi_c)^2 G^2 P}{2\pi^2(1 - \nu)^2} \right]^{1/3} \quad ec. (47)$$

Dónde:

$K_{HM}$  y  $G_{HM}$  Son los módulos de compresibilidad y de corte respectivamente

$G$  y  $\nu$  Son el módulo de Corte y coeficiente de Poisson respectivamente

$n$  Numero de contactos por grano.

$P$  Presión efectiva (diferencia entre la presión de sobrecarga y la presión de poro).

El coeficiente de Poisson puede ser expresado en términos de los módulos de Compresibilidad  $K$  y de corte  $G$  de la fase solidad:

$$\nu = \frac{3K - 2G}{2(3K + G)} \quad ec. (48)$$

La presión efectiva en función de la profundidad es obtenida a través de la siguiente formula:

$$P = g \int_0^Z (\rho_b - \rho_{fl}) dz \quad ec. (49)$$

Donde  $g$  es la constante de gravedad,  $\rho_b$  densidad de compresibilidad,  $\rho_{fl}$  densidad del fluido en los poros y  $Z$  profundidad.

La relación entre  $n$  Número de contactos por grano y la porosidad puede ser aproximada por la siguiente ecuación empírica propuesta por Murphy en 1982:

<sup>16</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 55

$$n = 20 - 34\phi + 14\phi^2 \quad ec. (50)$$

El otro punto extremo del modelo de arenas no consolidadas es cuando la porosidad es cero. En este punto el módulo de compresibilidad K y el de corte G, corresponde a los módulos del mineral de la fase solida. Los módulos para arenas con un tamaño de grano no similar, que comprende porosidades entre 0 y la porosidad critica son interpolados entre el punto extremo del mineral y el otro extremo (correspondiente a las arenas con tamaño de grano similar) usando el límite inferior de Hashin- Strikman. Uno de los argumentos heurísticos para esto es que adicionando pequeños granos al espacio poroso es una de las formas más delicadas de agregar minerales a las arenas bien sorteadas; El uso de la ecuación del límite inferior de Hashin- Strikman es siempre la mejor forma de mezclar dos fases<sup>17</sup>.

A una porosidad dada  $\phi$  la concentración de la fase solida pura (añadido al paquete de esferas para decrecer la porosidad) en la roca es  $1 - \phi/\phi_c$  y la concentración de la fase original del paquete de esferas es  $\phi/\phi_c$ . Entonces el módulo de compresibilidad  $K_{dry}$  y de corte  $G_{dry}$  de la mezcla de arenas no consolidadas secas (sin fluidos en los poros) es:

$$K_{dry} = \left[ \frac{\phi/\phi_c}{K_{HM} + 4G_{HM}/3} \right]^{-1} - \frac{3}{4}G_{HM} \quad ec. (51)$$

$$G_{dry} = \frac{G_{HM}}{6} \left[ \frac{\phi/\phi_c}{G_{HM} + \frac{G_{HM}}{6} \left( \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right)} + \frac{1 - \phi/\phi_c}{G + \frac{G_{HM}}{6} \left( \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right)} \right]^{-1} - \frac{G_{HM}}{6} \left( \frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right) \quad ec. (52)$$

Si se quiere conocer los módulos elásticos  $K_{sat}$  y  $G_{sat}$  para arenas no consolidadas saturadas, se pueden calcular a partir de las ecuaciones de Gassman:

<sup>17</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 56

$$\frac{K_{sat}}{K_{mineral} - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{mineral}} + \frac{K_{fluido}}{\phi(K_{mineral} - K_{fluido})} \quad ec. (53)$$

$$G_{sat} = G_{dry} \quad ec. (54)$$

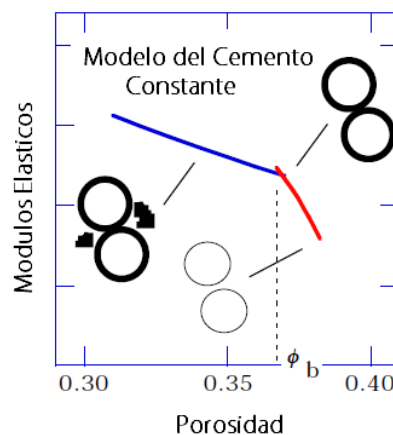
La densidad de compresibilidad está dada por:

$$\rho_b = \phi \rho_{fluido} + (1 - \phi) \rho_{mineral} \quad ec. (55)$$

Donde  $\rho_{mineral}$  es la densidad del mineral, que es igual a 2.65 g/cm<sup>3</sup> para el cuarzo y  $\rho_{fluido}$  es la densidad del fluido que normalmente varía entre 1.0 g/cm<sup>3</sup> a 1.15 g/cm<sup>3</sup> para agua salina. Para rocas secas, la densidad del fluido es cero.

### 1.3.3.1.3. Modelo de cemento constante ( Constant Cement Model)

**Figura 17.** Descripción esquemática del Modelo de Cemento Constante. Módulo Elástico Vs Porosidad. El módulo elástico puede ser  $K, G, M$



**FUENTE EDITADA:** QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2005.

El modelo de cemento constante fue introducido por Avseth en el año 2002, en este se asume que las arenas que varían su tamaño de grano (y que por lo tanto su porosidad) tienen la misma cantidad de cemento en el contacto entre

los granos. La reducción de la porosidad es debida únicamente al material cementante que llena los poros de los granos que no tienen contacto con los demás. Matemáticamente este modelo es una combinación del modelo de cemento en el contacto, donde la porosidad se reduce desde una porosidad inicial de un paquete de esferas, hasta una final  $\phi_b$  debido a la depositación de material cementante en los contactos de los granos y del modelo de arenas no consolidadas, donde la porosidad se reduce a una final  $\phi_b$ , debido a la depositación de la fase solida lejos de los contactos entre los granos<sup>18</sup>.

$$K_{dry} = \left[ \frac{\phi/\phi_b}{K_b + 4G_b/3} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{K + 4G_b/3} \right]^{-1} - \frac{3}{4}G_b \quad ec. (56)$$

$$G_{dry} = \left[ \frac{\phi/\phi_b}{G_b + \frac{G_b}{6} \left( \frac{9K_b + 8G_b}{K_b + 2G_b} \right)} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{G + \frac{G_b}{6} \left( \frac{9K_b + 8G_b}{K_b + 2G_b} \right)} \right]^{-1} - \frac{G_b}{6} \left( \frac{9K_b + 8G_b}{K_b + 2G_b} \right) \quad ec. (57)$$

Para usar el modelo de cemento constante se debe realizar primero que todo un ajuste a la porosidad del extremo correspondiente a las arenas con un tamaño de grano similar, esta porosidad será correspondiente al punto  $\phi_b$ . El módulo de compresibilidad K y de corte G ( $K_b$  y  $G_b$  respectivamente) de la roca seca a esa porosidad  $\phi_b$  es calculado a partir del modelo de cemento constante. Las ecuaciones el módulo K y G de la roca seca es determinado a partir del límite inferior de Hashin- Strikman. Es posible llegar a la línea del modelo de cemento constante desde el modelo de arenas no consolidadas adicionando cemento en los contactos de la roca, que es consistente con la diagénesis que sigue la depositación de partículas sedimentarias<sup>19</sup>.

Los módulos elásticos de la roca saturada pueden ser calculados a partir de las ecuaciones de Gassman ec.20 y la densidad a partir de la ecuación ec.25.

<sup>18</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 58

<sup>19</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 59

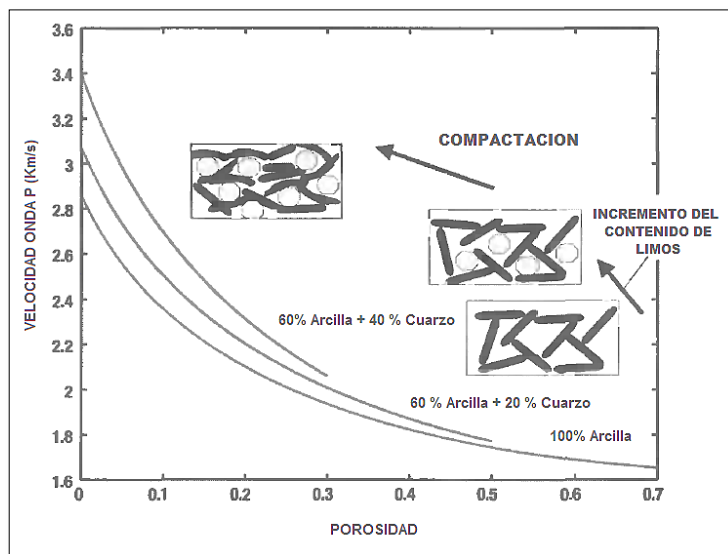
### 1.3.3.2. Modelo para shales

Mineralógicamente los shales tienen una tendencia de estar compuestos aproximadamente por el 50% de minerales arcillosos y el otro 50% por cuarzo con una pequeña cantidad de feldespatos y calcitas.

#### 1.3.3.2.1. Modelo de arcilla constante para Sandy shales (shales arenosos).

En shales, los granos de limos están suspendidos en la matriz de arcilla, de hecho, los shales normalmente no están cementados, por lo tanto shales con un contenido de arcilla pueden ser modelados por el modelo de arenas no consolidadas.

**Figura 18.** Líneas de Vp Vs Porosidad para Shales que varían su contenido de limos. Las líneas son modeladas usando el límite inferior modificado de Hashin-Strikman combinado con la teoría de Hertz-Mindlin.



**FUENTE EDITADA:** QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Página 63

El uso de las ecuaciones presentadas en el Modelo de Arenas No Consolidadas es de gran ayuda para modelar las líneas de velocidad sísmicas vs porosidad para los shales. Usando las ecuaciones del modelo de arenas no consolidadas ec.51 y ec.52 se obtienen los módulos elásticos de corte  $G_{dry}$  y compresión  $K_{dry}$  de la roca seca y a partir de las ecuaciones ec.53 y ec.54 se puede calcular los módulos de la roca saturada que depende de la densidad de la roca calculada en la ecuación 25. Tanto mayor sea el contenido de arcilla, mayor será la porosidad crítica.

Se asumió que los granos de limo están suspendidos en la matriz de arcilla incluso en el miembro extremo en donde la porosidad es 0. Para estimar los módulos efectivos de esta mezcla es necesario utilizar las ecuaciones de Reuss<sup>20</sup>:

$$\frac{1}{K_{mezcla}} = \frac{1-C}{K_{cuarzo}} + \frac{C}{K_{arcilla}} \quad ec. (58)$$

$$\frac{1}{G_{mezcla}} = \frac{1-C}{G_{cuarzo}} + \frac{C}{G_{arcilla}} \quad ec. (59)$$

Donde  $C$  es la fracción de arcilla en la fase sólida.

#### 1.3.3.2.2. Modelo de Dvorkin- Gutierrez para Silty Shales (Shales Limosos).

Se puede modelar la tendencia de los módulos elásticos versus la porosidad cuando hay una disminución del contenido de arcilla en un shale. La porosidad de un shale en función del contenido de arcilla (sumiendo que los granos de silt están dispersos en la arcilla) es:

$$\phi = \phi_{sh} C \quad ec. 60$$

<sup>20</sup> QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION, Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk. Per Avseth, Tapan Mukerji and Gary Mavko. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS 2005. Pagina 60

Donde  $\phi_{sh}$  a la porosidad de un shale limpio y C es el volumen en fracción de la arcilla. El Módulo elástico para un shale limoso esta expresado como:

$$K_{dry} = \left[ \frac{C}{K_{sh} + 4G_{sh}/3} + \frac{1-C}{K_{qz} + 4G_{sh}/3} \right]^{-1} - \frac{3}{4}G_{sh} \quad ec. (61)$$

$$G_{dry} = \left[ \frac{C}{G_{sh} + \frac{G_{sh}}{6} \left( \frac{9K_{sh} + 8G_{sh}}{K_{sh} + 2G_{sh}} \right)} + \frac{1-C}{G_{qz} + \frac{G_{sh}}{6} \left( \frac{9K_{sh} + 8G_{sh}}{K_{sh} + 2G_{sh}} \right)} \right]^{-1} - \frac{G_{sh}}{6} \left( \frac{9K_{sh} + 8G_{sh}}{K_{sh} + 2G_{sh}} \right) \quad ec. (62)$$

Donde Ksh y Gsh son los módulos elásticos para shales puros y Kqz y Gqz es el Módulo del mineral de los granos de limo, el cual es asumido con 100% cuarzo. La densidad bulk para shales con limos suspendidos es:

$$\rho_b = (1-C)\rho_{qz} + C(1-\phi_{sh})\rho_{clay} + C\phi_{sh}\rho_{fl} \quad ec. (63)$$

Donde  $\rho_{qz}$  es la densidad del mineral limosos (2.65 g/cm<sup>3</sup>, cuarzo) y  $\rho_{clay}$  es la densidad de la arcilla solidad.

### 1.3.3.2.3. Modelo de Yin- Marion para Silty Shales (Shales limosos).

Marion et al. (1992) desarrollo unas ecuaciones para predecir los Módulos elásticos de shales con granos de cuarzo dispersos con ayuda de las ecuaciones de Reuss:

$$\frac{1}{K_{ssh}} = \frac{1-C}{K_{qz}} + \frac{C}{K_{sh}} \quad ec. (64)$$

$$\frac{1}{G_{ssh}} = \frac{1-C}{G_{qz}} + \frac{C}{G_{sh}} \quad ec. (65)$$

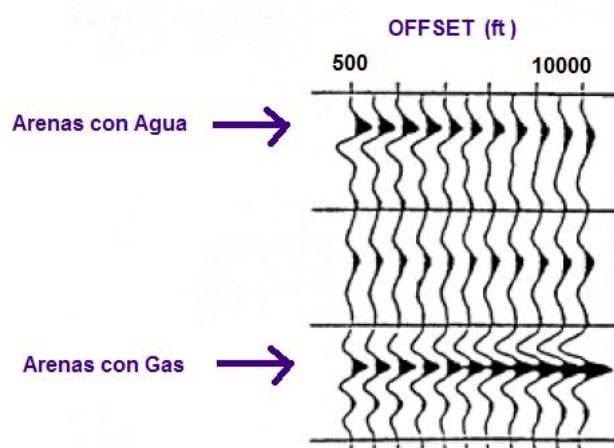
Donde  $K_{ssh}$  y  $G_{ssh}$  son los módulos elásticos de compresibilidad y de corte para shales limosos;  $K_{sh}$  y  $G_{sh}$  los módulos de elasticidad para un shale puro;  $K_{qz}$  y  $G_{qz}$  los módulos elásticos para los granos de limo. Donde  $C$  es la fracción de arcilla en la fase sólida. Las densidades son calculadas a partir de la ecuación 63.

#### 1.4. PRINCIPIOS AVO (AMPLITUDE VARIATION WITH OFFSET)

La técnica AVO relaciona la variación de amplitud de la reflexión sísmica con cambios en la distancia entre puntos de disparo y receptores (offset). Su análisis permite identificar el contenido de fluidos y la caracterización litológica de la roca.

El análisis AVO es una técnica utilizada en exploración como un indicador de hidrocarburos, fue propuesta por Ostrander (1984) quien demostró que los coeficientes de reflexión en arenas saturadas con gas varían de una forma anómala con el incremento de la distancia fuente-receptor (offset).

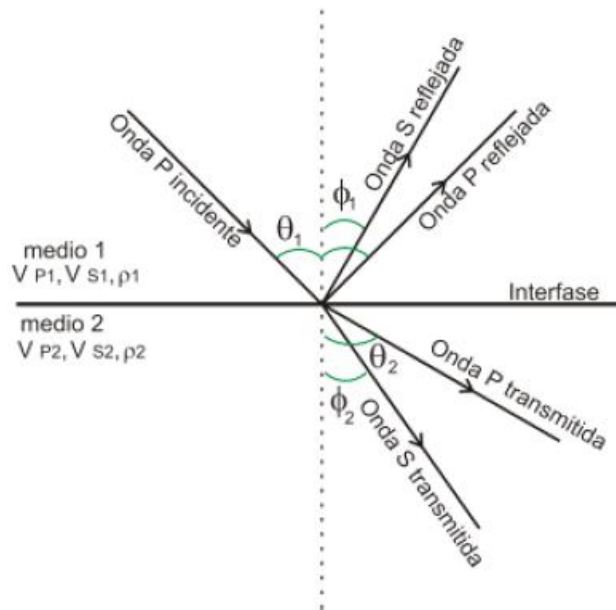
**Figura 19.** Variación de la Amplitud con el offset.



**FUENTE EDITADA:** OFFSET-DEPENDENT REFLECTIVITY-THEORY AND PRACTICE OF AVO ANALYSIS. CASTAGNA, J 1993.

Los cambios en amplitud con respecto al offset se deben a que los coeficientes de reflexión están en función de la velocidad de onda P ( $V_p$ ), la velocidad de onda S ( $V_s$ ), la densidad ( $\rho$ ) y ángulo de incidencia ( $\theta$ ).

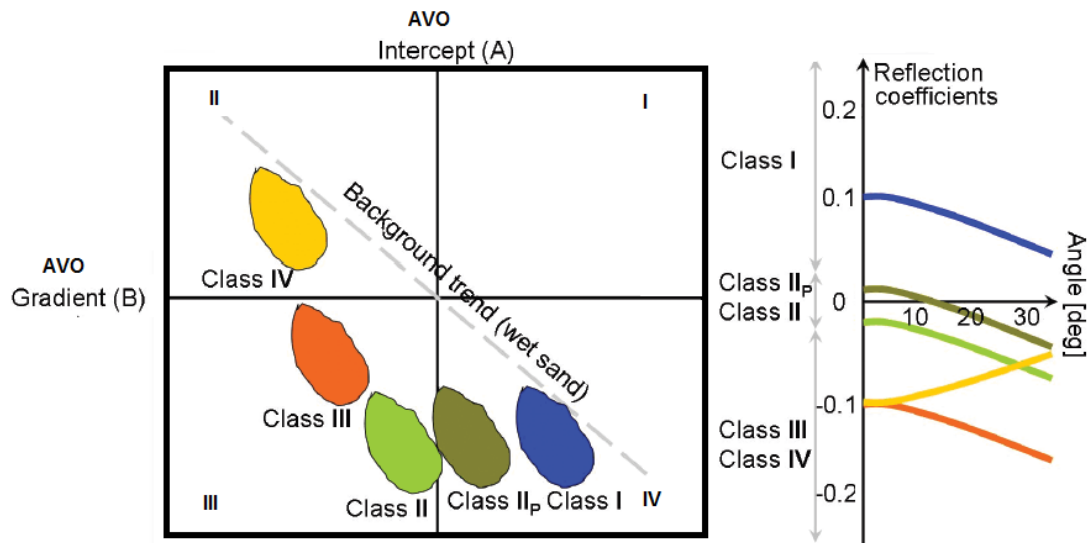
**Figura 20.** Ondas generadas por una onda P incidente.



FUENTE EDITADA: OFFSET-DEPENDENT REFLECTIVITY-THEORY AND PRACTICE OF AVO ANALYSIS. CASTAGNA, J 1993.

El análisis AVO se basa en la propagación de una onda compresional plana a través de una interface plana entre dos medios elásticos, semi infinitos e isótropos (Castagna, 1993). La incidencia de la onda P en la interface involucra una partición de la energía: una parte de la onda se refleja y la otra se transmite. Esta división de la energía se determina por los coeficientes de reflexión y transmisión. Si la incidencia de la onda P es perpendicular a la superficie solo se refleja y se transmite ondas P, pero si la incidencia no es perpendicular se refleja y se transmite tanto ondas P como ondas S (Figura 20).

**Figura 21. Clasificación AVO**



**FUENTE EDITADA:** "AVO ATTRIBUTE EXTRACTION AND ANALYSIS " [en línea]. [28 DE ENERO DE 2013].  
DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.fugro-jason.com>

La detección de arenas gasíferas es una de las aplicaciones más prometedoras del análisis AVO. Rutherford y Williams (1989) definieron 3 distintas clases de anomalías en arenas gasíferas, sin embargo, Castagna (1998) introdujo una cuarta clase de comportamiento inverso<sup>21</sup>.

- ➔ Clase I ocurre cuando el coeficiente de reflexión de la incidencia normal de la onda P es fuertemente positivo y muestra un fuerte decrecimiento de la amplitud con el offset y un posible cambio de fase a medida que se aleja del offset. Esta clase son arenas de alta impedancia con respecto a la roca suprayacente. A este tipo de anomalías se asocian a rocas consolidadas (Areniscas). En las secciones sísmicas se conocen como Dim-spot.
- ➔ Clase II, para pequeños coeficientes de reflexión de la onda P muestra un gran porcentaje de variación de la amplitud con el offset. En esta situación, si el coeficiente de reflexión de la incidencia normal de la onda P es un poco positiva puede ocurrir después un cambio de fase con

<sup>21</sup> "A REVIEW OF AVO ANALYSIS" H. Zhang and R. Brown. CREWES Research Report, Volume 13. 2001

offsets moderados. Son arenas que tienen casi la misma impedancia que la roca suprayacente. Esta clase se puede subdividir en 2: Clase II p y Clase II, dónde:

- ✓ Clase II p cuando el coeficiente de reflexión es positivo (0-0.02), se observa un pequeño cambio de fase en ángulos cercanos;
- ✓ Clase II es cuando el coeficiente de reflexión es negativo (-0.02-0) se observa que va decreciendo la amplitud con el offset.

En ambos casos se observa que la amplitud es más negativa con el offset (la amplitud va aumentando en valor absoluto con el offset).

- ➔ La Clase III de anomalías tiene una gran coeficiente de reflexión de incidencia normal negativo, el cual se vuelve cada más negativo a medida que el offset aumenta, llamado también el típico punto brillante o Bright Spot. son arenas de baja impedancia con respecto a la roca suprayacente.
- ➔ Clase IV: son arenas de baja impedancia con respecto a la roca suprayacente, tiene un valor de coeficiente de reflexión negativo igual que la clase tres pero se diferencia en que la amplitud va aumentando ligeramente con el offset (va disminuyendo ligeramente en valor absoluto con el offset), también se observa como un bright spot. Este comportamiento diferente con respecto a las otras clases es debido entre otros factores a que la velocidad de cizalla de las arenas con gas es menor que la velocidad de onda S de la roca suprayacente.

## **1.5. SISTEMAS DE AGUAS PROFUNDAS**

El termino aguas profundas es definido a partir de dos puntos de vista diferentes. Geológicamente, el termino aguas profundas se refiere a aquellos sedimentos que han sido transportados por procesos de flujo gravitacional y después depositados en el ambiente marino de aguas profundas (procesos, ambientes y depósitos). Varios autores usan diferentes términos para describir

los procesos de aguas profundas y depósitos: complejos de sistemas tubidíticos (Stelling, 2000), sistemas tubidíticos (Mutti y Normark 1987,1991) o abanicos submarinos (Bouma, 1985).

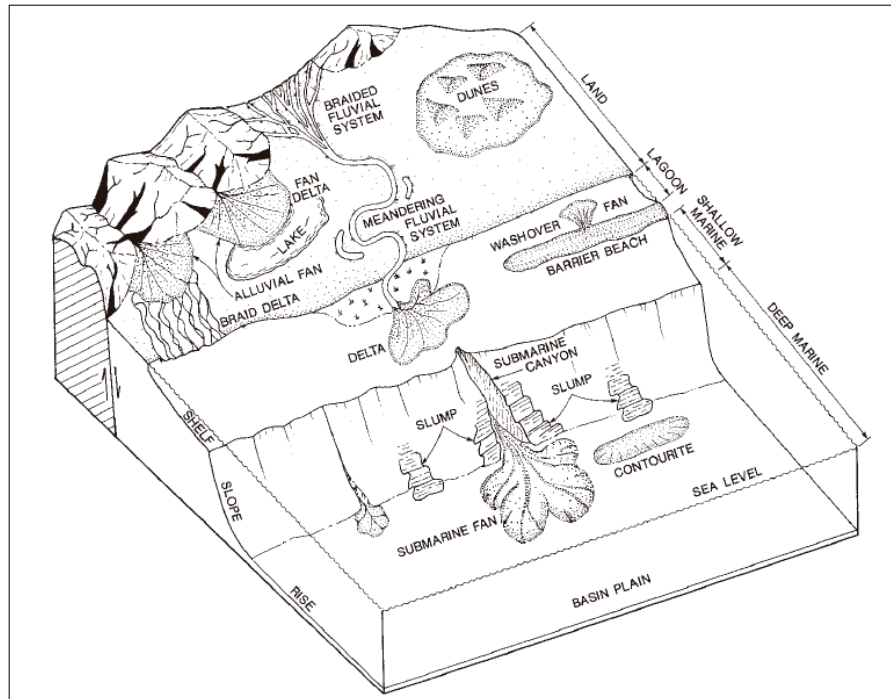
En términos de ingeniería (especialmente los ingenieros de perforación), el termino de aguas profundas es utilizado para describir la profundidad de la columna de agua que tiene que atravesar la sarta de perforación antes de alcanzar fondo marino. Se considera aguas profundas a la columna de agua que está entre los 150 ft – 6500 ft, después de 6500 ft de columna de agua, se considera aguas ultraprofundas<sup>22</sup>.

Actualmente los sistemas de aguas profundas son descritos como abanicos submarinos depositados por corrientes de turbidez. Los sistemas de aguas profundas son sistemas muy complejos, conformados por muchos procesos sedimentológicos.

---

<sup>22</sup> STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 340

**Figura 22.** Modelo convencional de sistemas marinos profundos mostrando un abanico submarino formado por corrientes de turbidez.



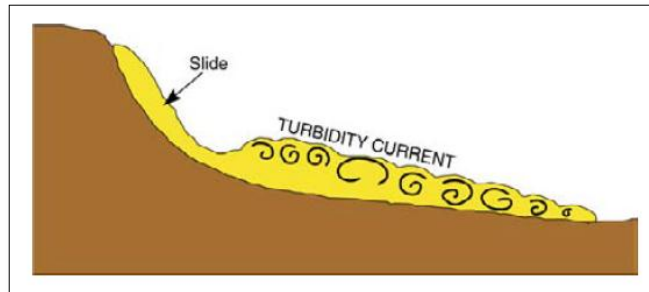
**FUENTE:** DEEP-WATER PROCESSES AND FACIES MODELS: Implications for sandstone petroleum reservoirs. G. Shanmugam ELSEVIER 2005. Página 5

Los abanicos submarinos desarrollan en la base de la pendiente diversos canales de distribución de sedimentos, los cuales divergen y en su desembocadura forman unos lóbulos que dan lugar a los depósitos en forma de abanicos en la llanura abisal. Estos son alimentados por una fuente puntual, que puede ser un canal alimentador o un cañón. El material detrítico es transportado por deslizamientos gravitacionales desde la plataforma o por corrientes de turbidez localizadas en los cañones submarinos.

### 1.5.1. Procesos sedimentarios en aguas profundas

Las corrientes de turbidez son un proceso importante por el cual los sedimentos de aguas pocas profundas son transportados a aguas profundas.

**Figura 23.** Ilustración esquemática de una corriente de turbidez



**FUENTE:** STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 343

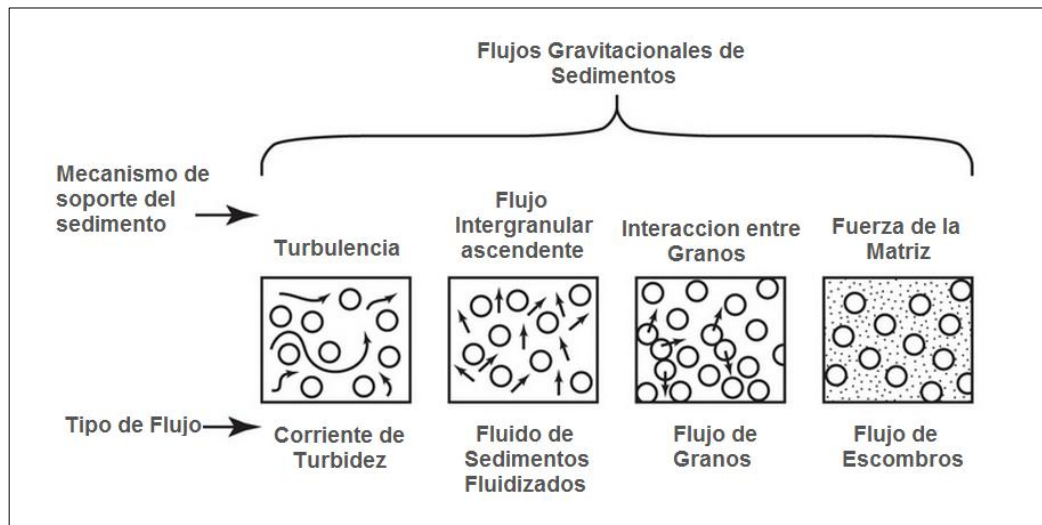
Las corrientes de turbidez requieren solo agua del mar y un pequeño volumen de partículas sedimentarias (en relación con el volumen total del agua), para moverse pendiente abajo bajo la influencia de la gravedad. Debido a que el agua es el componente en mayor proporción, el flujo se hace turbulento y continúa siendo más turbulento a medida que se desliza por una pendiente<sup>23</sup>.

Varios estudios han demostrado que además de las corrientes de turbidez, existe una variedad de flujos gravitacionales de sedimentos en aguas profundas. Estos flujos se comportan de acuerdo a las interacciones individuales de las partículas en el flujo. A concentraciones pequeñas de sedimentos, los fluidos turbulentos predominan. A concentraciones grandes de sedimentos, los granos empiezan a interactuar más frecuentemente unos con otros, donde diferentes mecanismos de fuerzas entre partículas y el medio mantienen los granos moviéndose constantemente en el flujo.

---

<sup>23</sup> STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 343

**Figura 24.** Tipos de Flujos gravitacionales de sedimentos

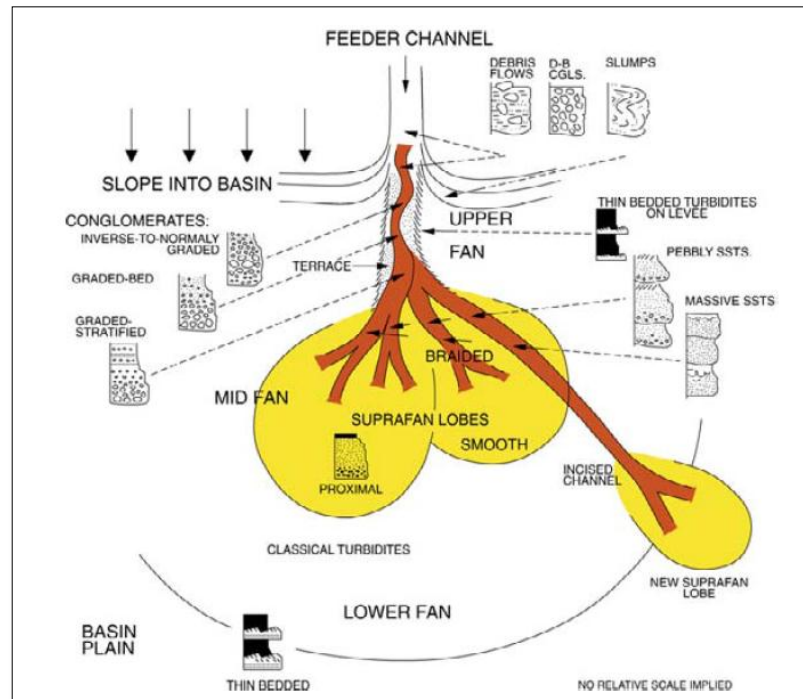


**FUENTE EDITADA:** SUBMARINE FANS AND CANYON-CHANNEL SYSTEMS: A REVIEW OF PROCESSES, PRODUCTS, AND MODELS. Covault, Jacob A. [En línea]. [8 DE ENERO DE 2013]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.nature.com>

Estos flujos gravitacionales tienen una cosa en común: se originan en el ambiente marino. Por ejemplo los flujos ignidores se producen instantáneamente debido al desplazamiento de sedimentos de la parte superior del talud continental debido a un temblor o un terremoto. Otro grupo de flujo es el llamado no-ignidores ó "hyperpycnal flows". Estos comprenden los flujos que se originan cuando las mezclas de sedimentos y el agua de los ríos son descargadas al ambiente marino a través de las desembocaduras de los ríos durante tiempos de inundación.

La densidad del agua dulce más la densidad de los granos, nos es suficiente para que este flujo se hunda debajo del lecho marino, así, el flujo de esta mezcla flota a través del flujo de la superficie del mar hasta que las partículas se dispersan lentamente a través de la columna de agua. Si una alta concentración de partículas alcanza el ambiente marino, la densidad del flujo puede exceder la densidad del lecho marino, de tal modo que el flujo se precipite al fondo del mar, moviéndose de manera similar a los flujos ignidores. La densidad crítica para este comportamiento está por encima de los 42kg/m<sup>3</sup>.

**Figura 25.** Modelo generalizado de un abanico submarino (Walker, 1978). El tamaño del grano disminuye progresivamente en dirección al mar, lo que sugiere que el potencial para un yacimiento de petróleo y gas disminuye en dirección hacia el mar.



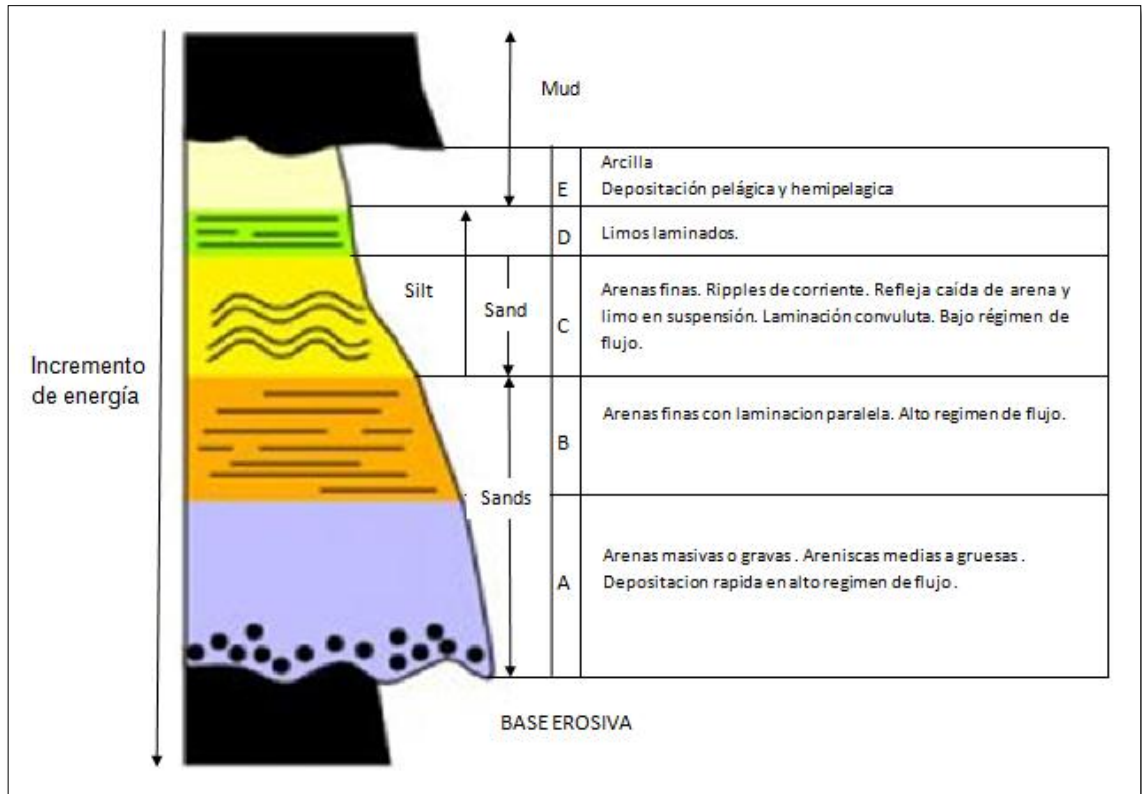
**FUENTE:** STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 345

Las turbiditas son los depósitos que se forman a partir de la precipitación de sedimentos que estaban suspendidos turbulentamente en una corriente de turbidez. Algunos autores incluyen dentro de estos depósitos sedimentos que han precipitado debido a flujo no solo turbidítico, si no también flujos de escombros, flujo de granos, flujo de sedimentos fluidizados y en general todos los flujos gravitacionales de sedimentos.

*La secuencia de Bouma* es uno de los modelos ideales usados por los geocientíficos en la industria del petróleo para predecir, describir e interpretar

los depósitos de aguas profundas, como en el caso de las turbiditas. Esta secuencia modela los tipos de facies presentes en estos sistemas.

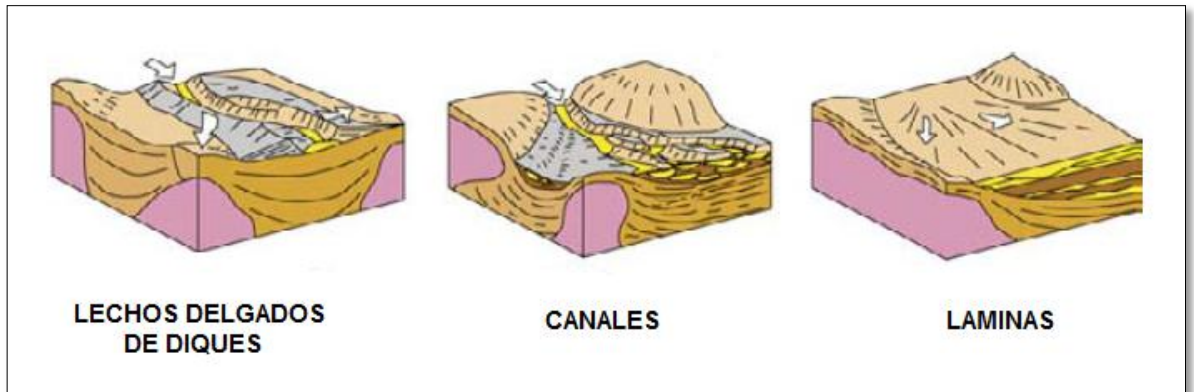
**Figura 26.** Modelo de las facies en una turbidita (Bouma Secuence, 1962)



**FUENTE EDITADA:** DEEP-WATER PROCESSES AND FACIES MODELS: Implications for sandstone petroleum reservoirs. G. Shanmugam ELSEVIER 2005. Página 284

## 1.5.2. Elementos arquitectónicos de los depósitos de aguas profundas

**Figura 27.** Clasificación de los elementos arquitectónicos en aguas profundas.

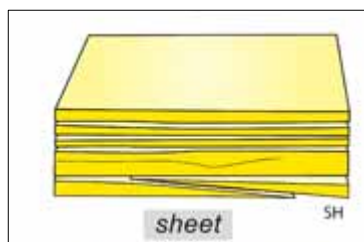


**FUENTE EDITADA:** STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 347

Los principales elementos arquitectónicos que componen los sistemas deposicionales de aguas profundas son: cañones, canales (erosionados), canales de diques (agradación) y láminas o lóbulos.

### 1.5.2.1. Láminas de areniscas (Sheets)

**Figura 28.** Láminas de areniscas



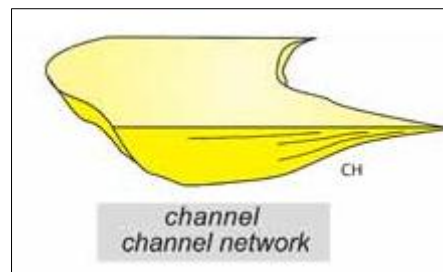
**FUENTE:** "DEEPWATER ELEMENT & ARCHITECT " SEPM's stratigraphy web site. [En línea]. [8 DE ENERO DE 2013]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.sepmstrata.org>

Son consideradas como algunos de los mejores depósitos de alta velocidad en aguas profundas. Esto se debe a que estas tienden a tener geometrías

simples: Buena continuidad lateral, forma tabular externa, conectividad vertical potencialmente buena y una alta relación ancho/espesor. Las láminas de areniscas son depositadas a partir de flujos desacelerados en los extremos o terminaciones de los canales. A diferencia de otros elementos en aguas profundas, las láminas de arenas comúnmente tienen una extensión areal que excede el área de la cuenca o de la trampa de sedimentos<sup>24</sup>.

### 1.5.2.2. Canales (Channels)

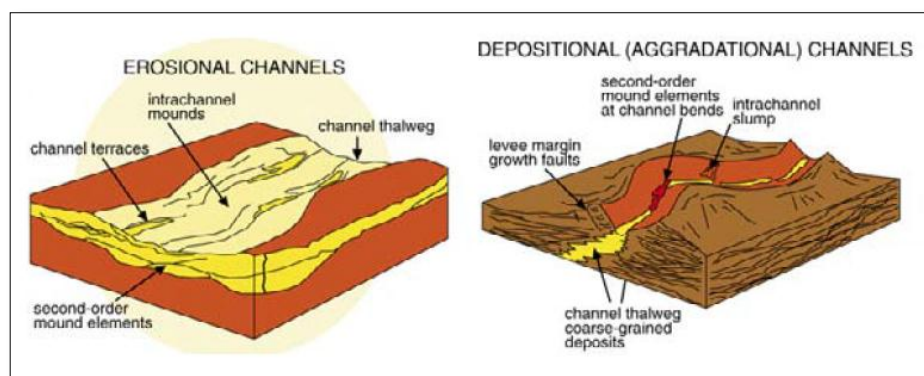
**Figura 29.** Canales de sistemas de aguas profundas



**FUENTE:** "DEEPWATER ELEMENT & ARCHITECT " SEPM's stratigraphy web site. [En línea]. [8 DE ENERO DE 2013]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.sepmstrata.org>

Los canales han sido clasificados en tres grandes categorías:

**Figura 30.** Canales erosionados y canales deposicionales.



**FUENTE:** STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 360

<sup>24</sup> STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Página 349

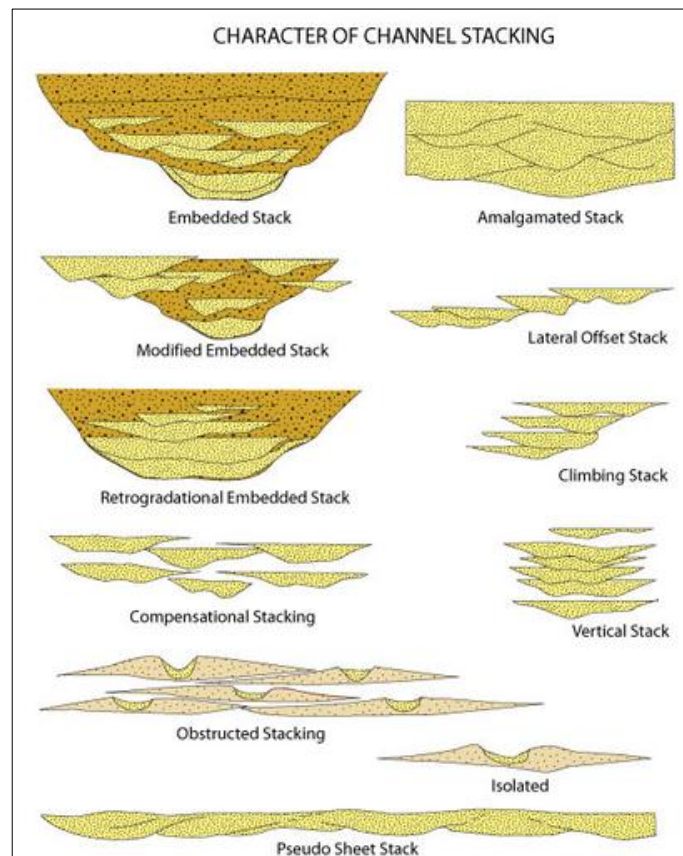
- En aquellos que se originan por erosión del sustrato adyacente y que tiene pocos, o no tienen un dique asociado a depósitos de sedimentos. Los flujos gravitacionales de sedimentos arenosos son los agentes erosivos más comunes, pero los cañones y canales más grandes deben haberse originado por deslizamientos submarinos de laderas lodosas.
  
- En aquellos que se originan por agradación (deposicionales) los estratos del dique para dar una depresión intermedia que sirva como canal de transportes de sedimentos de arena y lodo. El canal es el resultado a largo plazo de la depositación y acumulación de diques y de estratos paralelos y adyacentes de la llanura de inundación. Los lechos de los diques tienden a ser de grano fino y a formar lechos muy delgados a comparación de los lechos depositados en el canal adyacente. A menudo los estratos de los diques y canales son separados por complejos de facies en la margen del canal, lo que sugiere que ha habido un tiempo significativo entre la depositación de los diques y el relleno del canal.
  
- En aquellos formados por una mezcla de procesos erosionales y depositacionales, ya sea de forma simultánea o por separado durante las fases evolutivas del relleno de sedimentos en el canal.

Los canales tienden a ser erosionados buzamiento arriba, porque allí ellos tienen pendientes pronunciadas que dan lugar a velocidades de flujo muy altas. Buzamiento abajo, los canales empiezan a ser una mezcla de procesos erosionales, depositacionales o agradacionales, a medida que la pendiente disminuye.

La forma de un canal puede ser variable, desde uno alargado y relativamente recto hasta llegar a ser muy sinuoso (meándrico). La sinuosidad de un canal en sistemas de aguas profundas es un tema de gran debate. Las observaciones generales afirman que el grado de sinuosidad de un canal es inversamente

proporcional al gradiente de la pendiente de este. De igual manera, el canal tiende a tener mayor sinuosidad a medida que este tiende a llenarse de material fino con poca energía, comparado con aquel material grueso y de alta energía de depositación.

**Figura 31.** Tipos de apilamientos de Canales en aguas Profundas



**FUENTE:** "DEEPWATER ELEMENT & ARCHITECT " SEPM's stratigraphy web site. [En línea]. [8 DE ENERO DE 2013]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.sepmstrata.org>

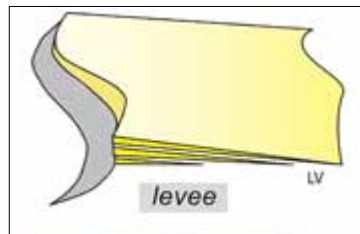
La figura 28 muestra un patrón de apilamiento vertical de sedimentos que rellenan un canal. Este patrón se origina debido a que normalmente los canales se llenan nuevamente de otros canales con sedimentos cuando el mar tiene un cambio de nivel, cuando la energía, el tamaño de grano y el volumen de los flujos de sedimentos disminuyen o aumentan y viceversa, lo que tiende a formar otros ejes de depositación. El llenado interno de un canal es bastante

complejo lo que permite observar patrones organizados o jerarquía de estratos (Gardner y Borer, 2000; Navarra et al, 2002; Sprague et al., 2002).

La composición interna del relleno de los canales varía enormemente. Los depósitos pueden incluir grava, arena, lodo y rellenos mixtos de sedimentos, dependiendo de factores como la tectónica del canal, el clima y el aporte del flujo de sedimentos.

### 1.5.2.3. Depósitos de Diques (Levees).

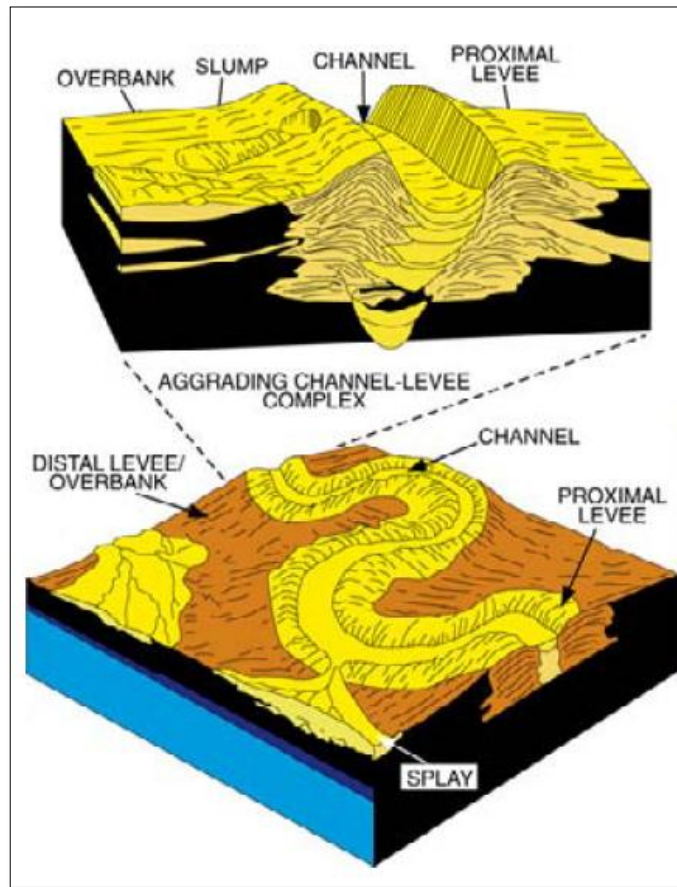
**Figura 32.** Depósitos de Diques en Aguas profundas



**FUENTE:** "DEEPWATER ELEMENT & ARCHITECT " SEPM's stratigraphy web site. [En línea]. [8 DE ENERO DE 2013]. DISPONIBLE EN LA WEB: <http://www.sepmstrata.org>

Los depósitos de Llanuras de inundación de los diques consisten principalmente en delgados legados lechos de lodo, arenas laminadas y areniscas que se forman al lado de los canales sinuosos. Estos depósitos presentan excelentes porosidades y permeabilidades con rangos de Darcy. Los lechos delgados pueden ser trampas estratigráficamente ideales debido a su acuñaamiento lateral y la intercalación de lechos de arena y lodo.

**Figura 33.** Diagrama de un canal y sus diques proximales y distales (llanuras de inundación).



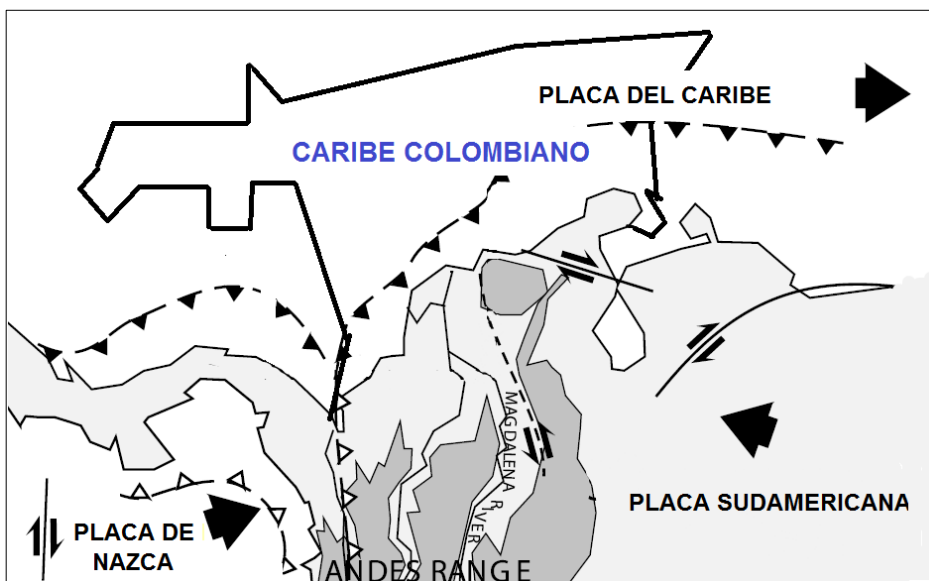
**FUENTE:** STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS VOL 6. Roger M. Slatt . ELSEVIER 2006. Pág. 369

## 2. GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO

### 2.1. Ubicación de los canales Meandricos.

Los canales en estudio se ubican en el Caribe Colombiano Figura 34. Básicamente Caribe offshore se caracteriza por poseer sistemas turbidíticos con gran variedad de elementos morfoestructurales y morfosedimentarios al igual que procesos geológicos y sedimentarios.

**Figura 34.** Ubicación Caribe Colombiano



FUENTE: AUTOR

### 2.2. Elementos morfoestructurales y morfosedimentarios.

En la arquitectura sedimentaria de los sistemas turbidicos del Caribe se encuentran generalmente cuatro elementos morfoestructurales y morfosedimentarios principales:

- Crestas morfológicas
- Depósitos de flujos en masa
- Canales-Diques
- Ondas de sedimento

Pero no todos estos elementos están activos, los complejos canales-diques es uno de estos. La rotura de diques debido a los depósitos de flujos de masas, interrupciones de las trayectorias de los canales y las nuevas acumulaciones de material sedimentario debido a ondas de sedimentos, son fenómenos que destruyen total o parcialmente los complejos de canales-diques. Lo contrario ocurre con las crestas morfológicas, cañones, cárcavas, depósitos de flujos en masa y ondas de sedimento, las cuales se están desarrollando actualmente en el sistema<sup>25</sup>.

### **2.3. Procesos Geológicos**

Los procesos geológicos activos en estos sistemas son:

- Procesos tectónicos
- Procesos gravitativos
- Procesos asociados a corrientes de fondo.

#### **2.3.1. Procesos tectónicos.**

Estos procesos han dado lugar al levantamiento de crestas morfológicas las cuales se expresan en un frente de deformación formado como consecuencia de la interacción entre las placas del Caribe y Sudamérica.

---

<sup>25</sup> El SISTEMA TURBIDITICO DEL MAGDALENA (Mar Caribe): PROCESOS GEOLÓGICOS RECIENTES. G. Ercilla, B. Alonso, F. Estrada, J. Baraza, F. L. Chiocci, F. Pérez-Belzuz, M Farrán. 2000

### **2.3.2. Procesos Gravitativos.**

Los sedimentos que se depositan en las crestas morfológicas son debido a fenómenos de inestabilidad sedimentaria como lo son deslizamientos en masa y flujos gravitacionales, a las altas pendientes de las crestas (aproximadamente de 15 grados) y por ultimo debido a la actividad sísmica.

Los flujos gravitatorios como lo son flujos en masa y flujos turbidíticos circulan por las paredes de las crestas morfológicas y a lo largo de cañones submarinos, erosionándolos continuamente. La acción de estos procesos de flujo en masa son posiblemente los responsables de las roturas de cables submarinos y de la destrucción parcial de los sistemas canal-dique, lo que confirma que el sistema turbidítico sigue activo hoy en día.

Los flujos gravitatorios alimentan las subcuencas que se localizan entre crestas, formando depósitos de flujo en masa y depósitos turbidíticos.

### **2.3.3. Procesos asociados a corrientes de fondo**

Estos procesos son los responsables de la formación de un campo de ondas de sedimentos situado en la parte distal del talud continental superior y en el talud continental inferior. Estudios oceanográficos en el mar caribe predicen la existencia de una corriente de fondo que se dirige al oeste del sistema turbidítico ocasionando nuevas acumulaciones de material sedimentario en las zonas canal-dique.

## **2.4. Procesos Sedimentarios**

Se han identificados seis tipos de procesos sedimentarios en el Sistema Turbidítico del Magdalena. Estos corresponden a:

- Bifurcación
- Abandono de Meandros (formación de oxbows)
- Rotura de diques.
- Crevasse Splays
- Acumulaciones nuevas de sedimentos en Canales-Diques
- Pérdida de continuidad de los canales diques

#### **2.4.1. Bifurcación**

Este fenómeno se da debido al abandono rápido del cauce de un canal y la formación de otro. La pared del dique de un canal activo sufre una rotura debido a la acción de los flujos gravitatorios que circulan a través de él. Esta rotura genera la formación de un nuevo sistema dique-canal.

#### **2.4.2. Abandono de Meandros**

Este proceso se presenta en los sistemas canal-dique desarrollados en el talud continental inferior, lugar en donde los canales-diques tienen trayectorias meandriformes con menores dimensiones. El abandono de meandros ocurre debido al estrangulamiento del canal, dando lugar a los llamados "oxbows" ó meandros abandonados.

#### **2.4.3. Rotura de diques**

La rotura de los diques en el sistema tubidítico es un proceso que puede ser total o parcial y que está asociado a flujos de derrubios sin canalizar en los complejos canal-dique en el talud continental superior del sistema.

#### **2.4.4. Crevasse Splay.**

Este proceso ocurre principalmente en los sistemas canal-dique y se asemeja a escapes de flujos gravitativos de sedimentos que circulan por el canal a través de roturas puntuales en uno de los diques del canal.

#### **2.4.5. Acumulación de nuevos sedimentos en canales-diques.**

También llamado retrabajamiento o reposition en inglés. Este proceso consiste en una nueva acumulación de material sedimentario que originalmente estaba depositado en otra parte y que posteriormente se trasladó. El proceso afecta a sistemas canal-dique ubicados en el talud continental inferior del sistema y se asocia a la acción de corrientes de fondo, las cuales también son responsables de la formación de ondas de sedimento.

#### **2.4.6. Pérdida de continuidad de los canales-diques.**

Este es uno de los procesos que se presenta frecuentemente en los canales-diques del sistema y se caracteriza por que éstos pierden expresión morfológica a lo largo del canal. Esta pérdida está asociada a la existencia de zonas con batimetría suavizada y de canales antiguos y abandonados, con presencia de escarpes que cortan e interrumpen la continuidad del canal-dique.

### 3. METODOLOGIA

La metodología que se desarrollará en el presente libro permitirá el diagnóstico y caracterización de las estructuras presentes en los canales meándricos al igual que su respuesta sísmica, por medio de la aplicación de modelos de física de rocas. De igual manera se podrá establecer los alcances y limitaciones de estos modelos a partir de los datos teóricos arrojados y de los rangos de error entre los datos sísmicos obtenidos por los modelos y los obtenidos en el estudio sísmico. La metodología utilizará registros de pozos (Gamma Ray, Density, Saturación de fluidos, entre otros), información sedimentológica, información petrológica, registros sísmicos, extracción de información de zonas con datos ciertos para la aplicación de los modelos de física de rocas.

**Figura 35.** Esquema general del desarrollo de la metodología de trabajo.



FUENTE: El autor

### 3.1. Datos de Pozo

Este estudio fue realizado con datos de un pozo con shows de gas que por motivos de confidencialidad el pozo en estudio se llamará UIS-A. Estos datos fueron obtenidos, analizados y proporcionados por el INSTITUTO COLOMBIANO DEL PETROLEO (ICP) y contienen información petrológica, petrográfica, registros de pozos y sísmicos.

**Tabla 1.** Información general de UIS-A.

| ESTRATIGRAFÍA                   |       |       |
|---------------------------------|-------|-------|
| FORMACION                       | TOPE  | BASE  |
| Pleistoceno Superior - Holoceno | 400   | 2600  |
| Pleistoceno Superior a Medio    | 2600  | 6700  |
| Pleistoceno Inferior a Medio    | 6700  | 11800 |
| Plioceno Inferior               | 11800 | 12315 |

FUENTE: Cortesía ICP

#### 3.1.1. Información petrológica y petrográfica

Los datos petrológicos y petrofísicos fueron analizados a través secciones delgadas elaboradas a partir de ripios.

La tabla 2. Muestra una breve descripción general de las secciones analizadas, en donde se puede diferenciar las tres zonas petrológicas más predominantes:

- Calizas con terrígenos
- Arenizas conglomeráticas
- Rocas fino-granurales (arcillolitas, lodolitas, arcosas líticas a feldespáticas, limolitas cuarzo feldespáticas).

**Tabla 2.** Información de las secciones delgadas de UIS-A.

| No. SECCIONES DELGADAS | EDAD             | ZONA PETROLÓGICA          | SUBZONA                          | INTERVALO (Pies) |
|------------------------|------------------|---------------------------|----------------------------------|------------------|
| 1                      | PLEISTOCENO      | Calizas con Terrígenos    |                                  | 440-480          |
| 2                      |                  | Areniscas Conglomeráticas |                                  | 740-780          |
| 3                      |                  |                           |                                  | 840-860          |
| 4                      |                  |                           |                                  | 1220-1280        |
| 5                      | MIOCENO SUPERIOR | Rocas Finogranulares      | Rocas Finogranulares             | 8480             |
| 6                      |                  |                           |                                  | 8720-8760        |
| 7                      |                  |                           |                                  | 9120-9160        |
| 8                      |                  |                           |                                  | 9260-9280        |
| 9                      |                  |                           | Limolitas Lítico - Feldespáticas | 10580-10620      |
| 10                     |                  |                           |                                  | 10670-10700      |
| 11                     |                  |                           |                                  | 10710-10720      |
| 12                     |                  |                           |                                  | 10710-10740      |
| 13                     |                  |                           |                                  | 10910-10930      |
| 14                     |                  |                           |                                  | 10990-11010      |

FUENTE: Cortesía ICP

### 3.1.1.1. Calizas con terrígenos

Las Calizas se presentan en el intervalo 440 ft – 480 ft. Se trata de rocas ortoquímicas las cuales composicionalmente presentan terrígenos como cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

### 3.1.1.2. Arenas conglomeráticas

Las arenas conglomeráticas se encuentran entre los 740 ft – 1280 ft, en donde se manifiestan granos sueltos de líticos de composición variada, rocas arcillosas, limolitas cuarzo arenosas y limolitas arcósicas líticas.

### 3.1.1.3. Rocas Fino-Granulares

En este intervalo predominan las rocas finogranulares, pero para un mejor estudio este intervalo será dividido en dos:

- ➔ El intervalo entre 8480[ft] – 9280[ft] es una zona principalmente arcillosa que presentan en su composición detritos de cuarzo, feldespatos y líticos de tamaño limo a arena fina. Entre estas rocas se encuentran lodolitas arenosas, la cuales presentan un 25% de materiales arcillosos y el resto de detritos con una composición de 60-70% cuarzo y un 30-40% de Feldespato. Arcillolitas con una matriz de minerales arcillosos 95% con 5% restantes de feldespato, cuarzo y líticos arcillosos.
  
- ➔ El segundo intervalo se encuentra entre los 10580[ft] – 11010[ft] , el cual está marcado por la presencia de dos familias de limolitas arenosas composicionalmente diferenciables por ser unas lítico-feldespáticas a subarcósicas con un contenido de cuarzo (55-60%), feldespato potásico (5-10%), cementadas con carbonato ferroso y minerales arcillosos (5-15%) y las otras bastante cuarzosas (80-85%), con materiales arcillosos (3-5%) y con una disminución del contenido del feldespato potásico.

### **3.1.2. Registros de Pozo.**

Para la aplicación adecuada de los modelos de física de roca es importante hacer un estudio adecuado de los registros de pozo para conocer las propiedades que inicialmente caracterizan esta zona de estudio y que define la información preliminar para ser tomada en cuenta en posteriores aplicaciones y análisis de los modelos.

Los registros que se utilizaron para este estudio son el registro sísmico compresional (DT), Gamma Ray (GR), Neutron Porosity (NPHI), Total Density (RHOB), los cuales se encuentran entre 10300 y 11000 ft de profundidad, intervalo que será el área de estudio y de aplicación de los modelos.

### 3.1.2.1. Generación de la Velocidad de Onda P (Vp)

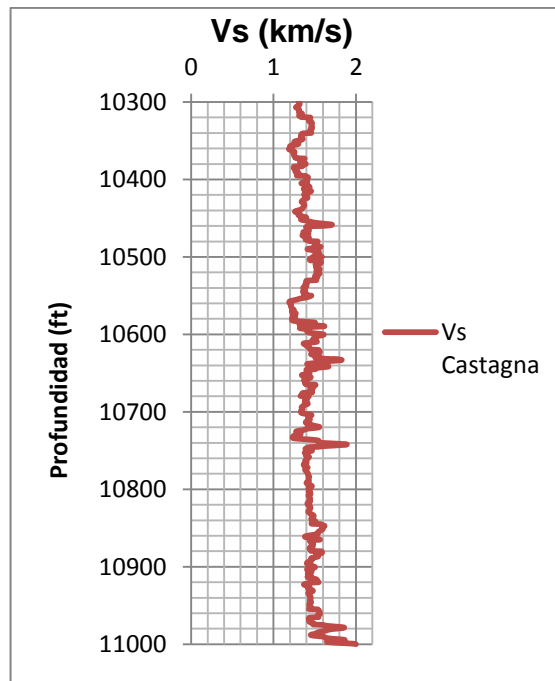
Haciendo uso del Registro DT ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) (el cual se basa en el tiempo de transición de la onda acústica dentro las formaciones) se procede a calcular la velocidad de Onda P  $V_p$  (Km/s) mediante la siguiente ecuación:

$$V_p \left[ \frac{\text{km}}{\text{s}} \right] = \frac{1}{DT \left[ \frac{\text{ft}}{10^{-6}\text{s}} \right]} * \left[ \frac{0.3048 \text{ m}}{1 \text{ ft}} \right] * \left[ \frac{1 \text{ km}}{1000 \text{ m}} \right] \quad \text{ec. (66)}$$

### 3.1.2.2. Generación de la Velocidad de Onda S (Vs)

Debido a que dentro de los registros de Pozo no se encontraban registros sínicos de corte o de cizalla (DTS) se procedió a identificar en el registro de Gamma Ray las zonas de arenas y de arcillas y posteriormente aplicar las respectivas correlaciones para el cálculo de la onda S (ecuaciones 14 y 15). Este registro se tomará como registro "real" del pozo.

**Figura 36.** Velocidad de Onda S UIS- A.



FUENTE: El autor

### 3.1.2.3. Generación del Registro Total Porosity (PhiT).

Debido a que el registro Neuron Porosity (NPHI) es una herramienta que da un valor de porosidad que puede ser leído directamente, este valor es afectado por los fluidos presentes en los poros de la roca. Además, este registro puede presentar valores muy grandes en sedimentos con arcilla, lo que no resulta ser muy confiable. Todos los modelos de física de roca relacionan las propiedades elásticas de la roca con la porosidad total.

Para calcular la porosidad total en arenas y shales saturados de agua, lo primero que se debe hacer es calcular Density-Porosity y asumir que ésta es la porosidad total:

$$PhiDen = (2.65 - RHOB)/1.65 \quad ec. (67)$$

Donde RHOB es el registro Total Density.

### 3.1.2.4. Generación del Registro de Saturación.

Dentro de los registros originales no se encuentra algún registro de saturación de fluidos, es por esto que se genera a partir de la ecuación de Archie (1942):

$$S_w = \left( \frac{a \cdot R_w}{\phi^m \cdot R_t} \right)^{\frac{1}{n}} \quad ec. (68)$$

$$S_{HC} = 1 - S_w \quad ec. (69)$$

$R_w$  Resistividad del agua de formación a la temperatura de la formación.

$R_t$  Resistividad verdadera de la formación.

$\phi$  Porosidad.

$a$  Factor de tortuosidad (depende de la formación).

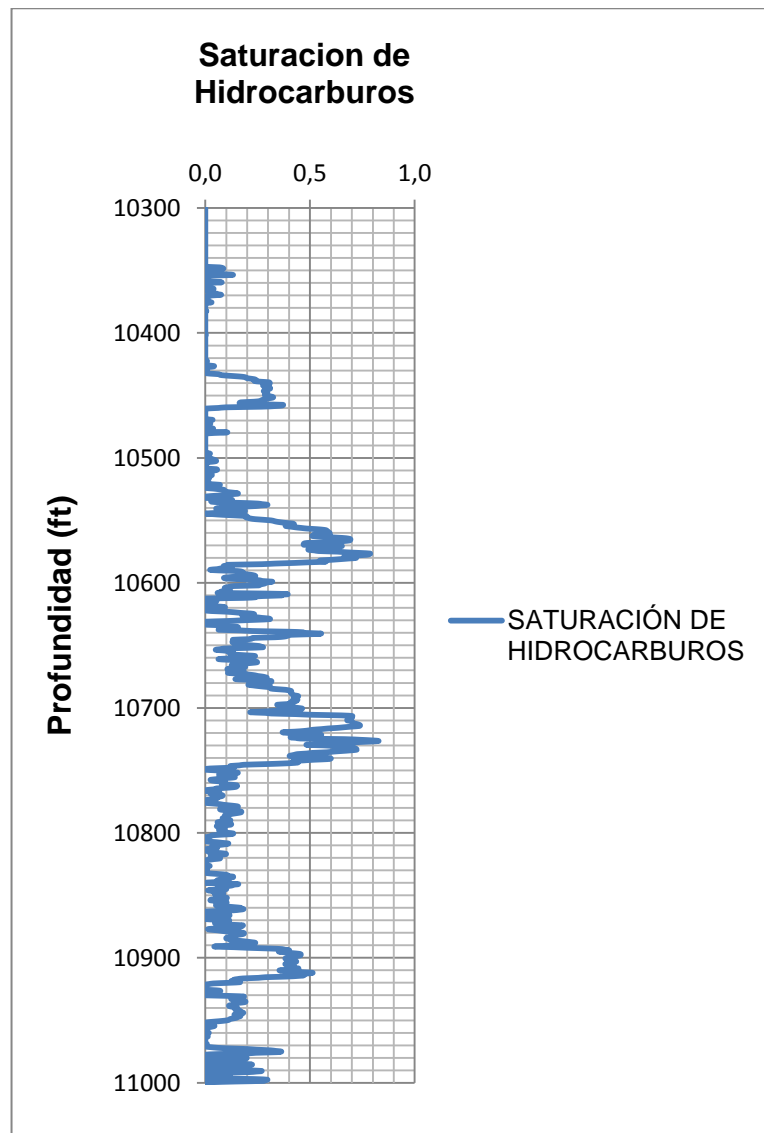
$m$  Exponente de cementación.

$n$  Exponente de Saturación

Se tomara como Default  $a = 0.62, n = 2$  y  $m = 2.15$

Esta curva es de suma importancia debido a que con ella se establece las zonas saturadas de hidrocarburos y de agua (Figura 37). La identificación del tipo fluido que está saturando la roca, permite crear los modelos de física de roca de acuerdo al fluido saturante. Para este estudio, estos modelos fueron saturados de agua y de gas.

**Figura 37.** Curva de Saturación de Fluidos en UIS-A



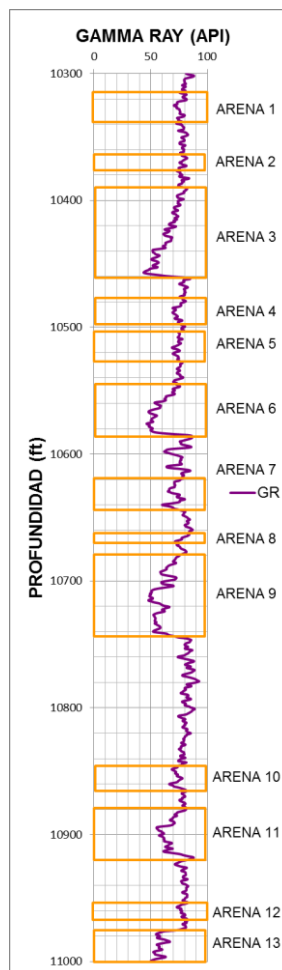
FUENTE: El autor

#### 4. MODELOS DE FISICA DE ROCA

El desarrollo de los modelos de física de rocas se inició a partir de la construcción de las ecuaciones de los diferentes modelos mostrados en el literal 1.3 en hojas de Cálculo de Excel.

Para el desarrollo de estos modelos se procedió a ordenar y extraer los datos necesarios de los registros de pozos y de la información petrológica. Para este caso se procedió a tener en cuenta el registro Gamma Ray para identificar las zonas de arcilla, arenas y los posibles canales que corresponden a las arenas 3, 6 9, 11 y 13

**Figura 38.** Paquetes de arenas y canales en el pozo UIS- A.



FUENTE: El autor

#### 4.1. Datos de Entrada

Después de identificar las zonas de posibles canales de arenas y lodolitas, con el fin de aplicar adecuadamente los modelos de física de rocas de acuerdo a su litología, se procede a generar los Modelos de Arenas no Consolidadas, Arenas de Cemento Constante, Arenas con Cemento en los Contactos y el Modelo de Sandy Shales ó shales arenosos. En estos modelos los parámetros de entrada son los módulos de corte (G) y compresibilidad (K) de los minerales y fluidos constituyentes de la roca, así como también del material cementante, la porosidad crítica, la densidad de los fluidos que saturan la roca, la densidad de los minerales constituyentes y el número de contactos por grano. Todos estos datos están resumidos en la Tabla 3 y 4.

**Tabla 3.** Módulo de Compresibilidad y de Corte, Densidades de los minerales y fluidos constituyentes de la roca.

|                            | K (Gpa) | G (Gpa) | DENSIDAD (gr/cc) |
|----------------------------|---------|---------|------------------|
| <b>CUARZO</b>              | 36,6    | 45      | 2,65             |
| <b>CLAY</b>                | 21      | 7       | 2,58             |
| <b>FELDESPATO POTASICO</b> | 75,6    | 25,6    | 2,63             |
| <b>AGUA</b>                | 2,721   | 0       | 1,024            |
| <b>GAS</b>                 | 0,031   | 0       | 0,122            |

FUENTE: El autor

**Tabla 4.** Parámetros de entrada de los modelos de física de rocas.

|   | Porosidad Crítica | Numero de Contactos por grano | % Cuarzo | % Clay | % Feldespato |
|---|-------------------|-------------------------------|----------|--------|--------------|
| <b>Modelo de Arenas no Consolidadas</b> | 0,4               | 5                             | 60       | 30     | 10           |
| <b>Modelo del Cemento Constante</b>     | 0,4               | 10                            | 60       | 30     | 10           |
| <b>Modelo de Cemento en el contacto</b> | 0,4               | 6                             | 60       | 30     | 10           |
| <b>Modelo de Shales Arenosos</b>        | 0,4               | 5                             | 52.5     | 22.5   | 25           |

FUENTE: El autor

Se debe tener en cuenta que debido a que no existe información alguna de las propiedades físicas de los fluidos presentes en el pozo UIS-A (agua y gas), se procedió a tomar como referencia las utilizadas por Dvorkin-Alkahater (2004)<sup>26</sup> (ver Tabla 3).

Los porcentajes de minerales utilizados como datos de entrada principales se encuentran en el literal 3.1.1.3, en donde hay una breve descripción de las familias litológicas encontradas en los estudios petrofísicos. Principalmente se van a usar como punto de partida las composiciones de las arcosas y de las lodolitas. Para poder modelar arcosas se utilizaron los modelos arenas no consolidadas, de cemento en los contactos y de cemento constante. De igual manera, para poder modelar las lodolitas, se utilizarán los modelos para shales debido a que estos últimos tienen una granulometría similar y podrían modelar las lodolitas. El modelo que más se ajusta a las lodolitas en estudio es el modelo Sandy Shale.

El número de coordinación o el número de contactos por grano, es el número de granos que se tocan entre sí. En los modelos de física de rocas este número es único a una porosidad crítica, por lo tanto este valor no debe variar con la porosidad. Normalmente para arenas rígidas y blandas (no consolidadas) se suele usar un número de coordinación de 6 (pero podría estar entre 5-7). Para arenas con cemento constante suele usarse entre 10 y 15. En general se debe escoger el mejor número de coordinación que se ajuste a los datos reales. En este caso se escogió 5 para el modelo de arenas no consolidadas, 10 para el modelo de cemento constante, 6 para arenas con cemento en los contactos y 5 para el modelo de shales arenosos, el cual se tomará como una "arena no consolidada".

#### **4.2. Desarrollo y Generación de los Modelos de Física de Rocas**

Una vez establecidos los datos de entrada, se procede a aplicar las ecuaciones respectivas para cada modelo, las cuales se encuentran en el literal 1.3. Estas ecuaciones permiten calcular las velocidades de ondas sísmicas a partir de los

---

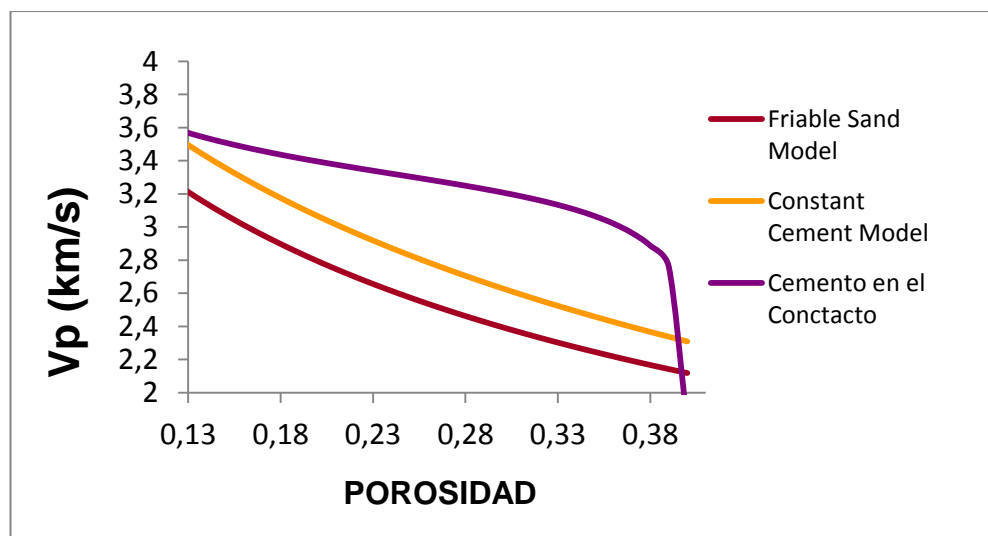
<sup>26</sup> "PORE FLUID AND POROSITY MAPPING FROM SEISMIC", Jack Dvorkin and Salman Alkahater . 2004

parámetros elásticos de los minerales y fluidos constituyentes. Estos parámetros son los módulos elásticos (G y K) de la roca y del material cementante, el coeficiente de Poisson, los parámetros de rigidez y de corte, entre otros.

#### 4.2.1. Modelos para arenas.

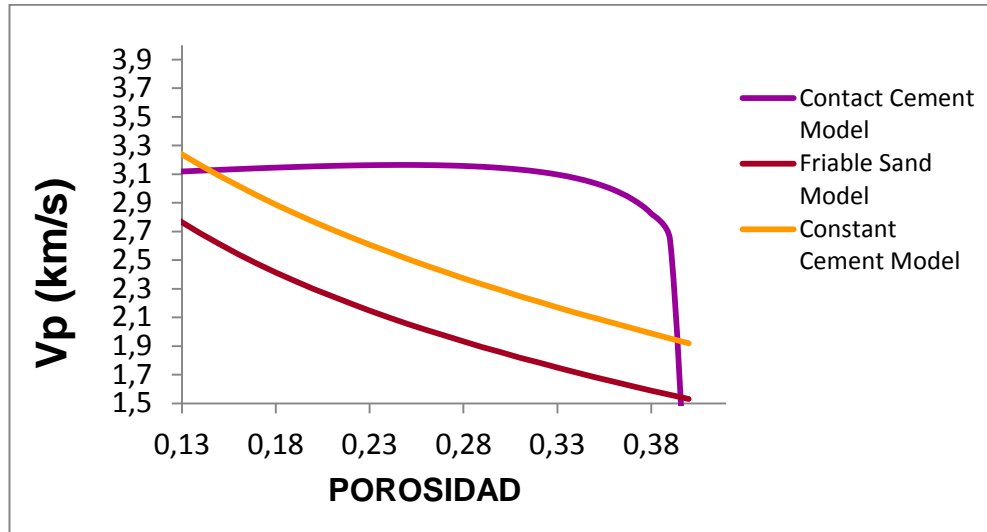
La figuras 39 y 40 muestran el desarrollo de estos modelos para arenas saturadas de agua y gas, teniendo en cuenta los parámetros de entrada en la tabla 5. Estos modelos fueron programados en hojas de cálculo de Excel.

**Figura 39.** Modelos de Física de Rocas para Arenas saturadas de agua.



FUENTE: El autor

**Figura 40.** Modelos de Física de Rocas para Arenas saturadas de Gas.

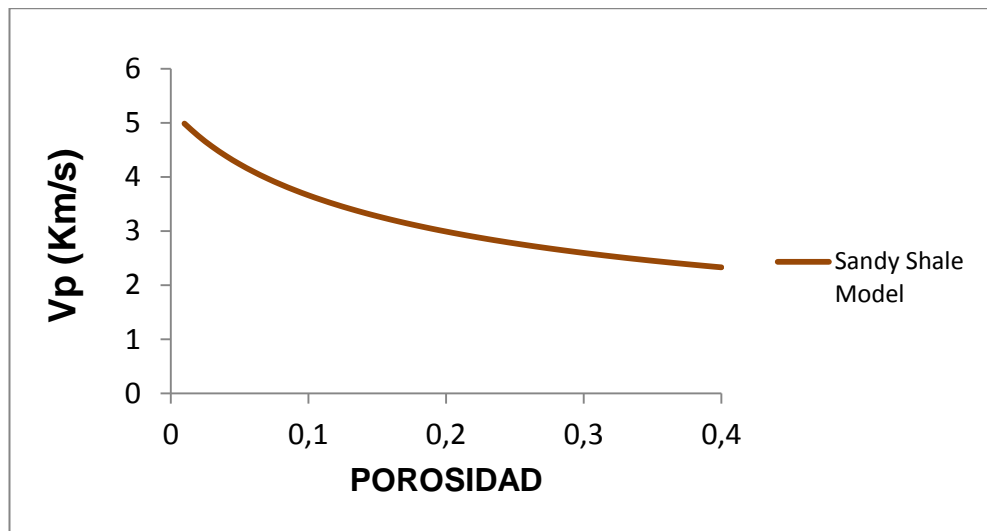


FUENTE: El autor

#### 4.2.2. Modelos para shales

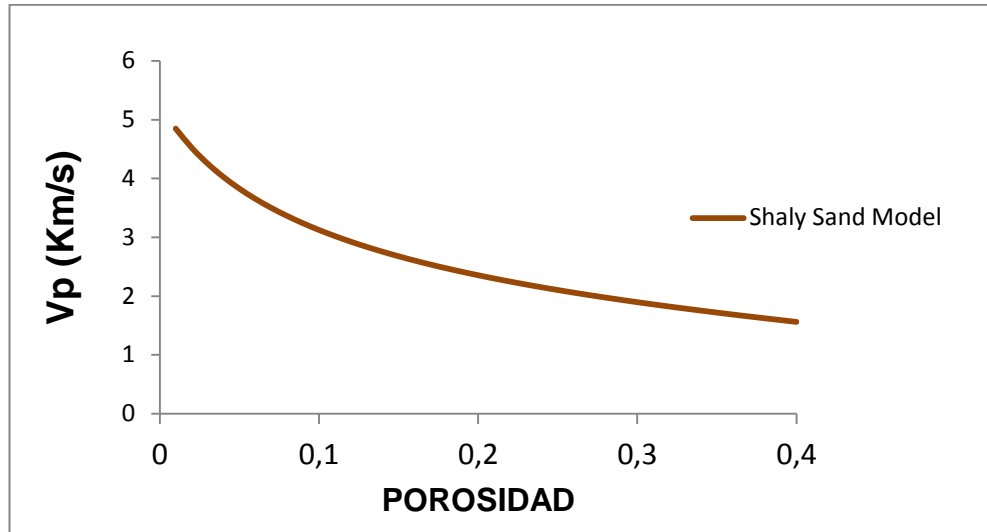
La figuras 41 y 42 muestran el desarrollo de estos modelos para las lodolitas saturadas de agua y gas, teniendo en cuenta los parámetros de entrada en la tabla 5. Estos modelos fueron programados en hojas de cálculo de Excel.

**Figura 41.** Modelos de Física de Rocas para Sandy shales saturados de Agua.



FUENTE: El autor

**Figura 42.** Modelos de Física de Rocas para Sandy shales saturados de gas.



FUENTE: El autor

### 4.3. Ajuste de los modelos de física de rocas.

El ajuste de los modelos de física de rocas se hizo teniendo en cuenta los tipos de fluido que están saturando la zona de estudio y los porcentajes de los diferentes minerales presentes tanto en las arenas como en los shales o lodolitas. Comparando el registro de saturación y el registro Gamma Ray se pudo establecer las zonas saturadas de gas, las cuales corresponden a la mayoría de las arenas presentes en el intervalo de los 10300 ft -11000 ft (figura 43), mientras que las demás zonas correspondientes a los shales que estarán saturados de agua.

**Tabla 5.** Parámetros de entrada ajustados en los modelos de física de rocas

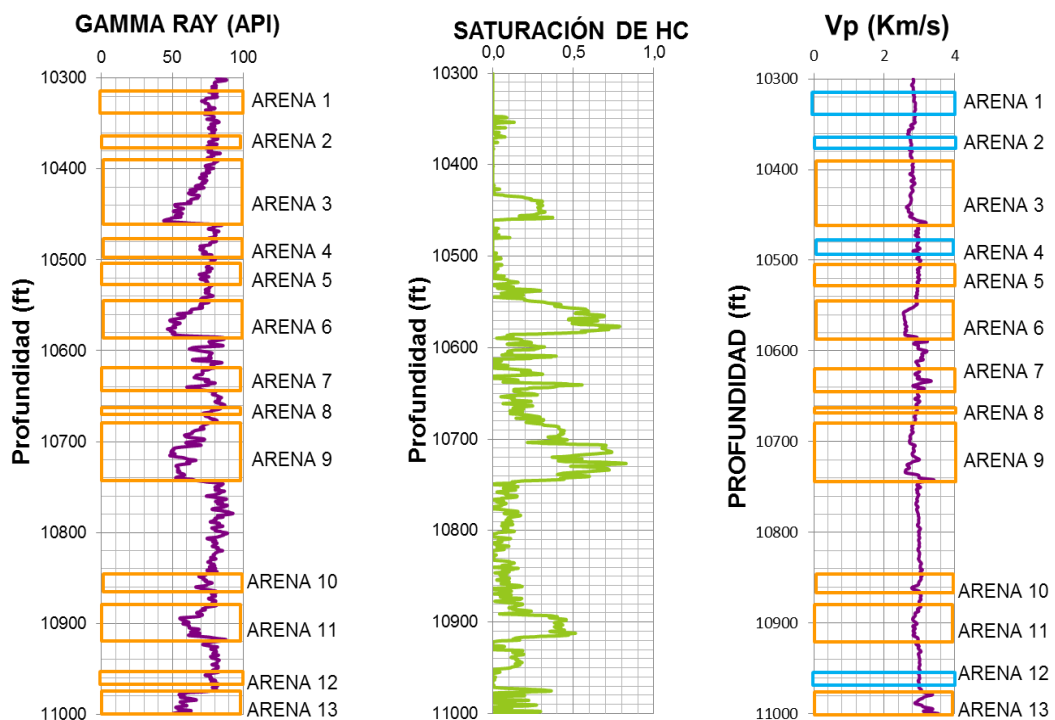
|   | Porosidad Crítica | Numero de Contactos por grano | % Cuarzo | % Clay | % Feldespato |
|---|-------------------|-------------------------------|----------|--------|--------------|
| <b>Modelo de Arenas no Consolidadas</b> | 0,4               | 5                             | 60       | 25     | 15           |
| <b>Modelo del Cemento Constante</b>     | 0,4               | 10                            | 60       | 25     | 15           |
| <b>Modelo de Cemento en el contacto</b> | 0,4               | 6                             | 60       | 25     | 15           |
| <b>Modelo de Shales Arenosos</b>        | 0,4               | 5                             | 35       | 45     | 20           |

FUENTE: El autor

Básicamente los modelos tuvieron en cuenta principalmente los porcentajes de minerales en las subarcosas y lodolitas mostrados en el literal 3.1.1.3, pero a medida que se iba ajustando el modelo estos porcentajes variaban. Finalmente los mostrados en la tabla 5 fueron los que más se ajustaron.

A partir de los fluidos saturantes se estableció el tipo de modelo tanto para arenas como para shales que mejor se ajustaba a los datos reales de la tendencia de puntos (Figura 44, Figura 45, Figura 46) o la velocidad de onda P (Figura 47).

**Figura 43.** Zonas de saturación de hidrocarburos y agua.

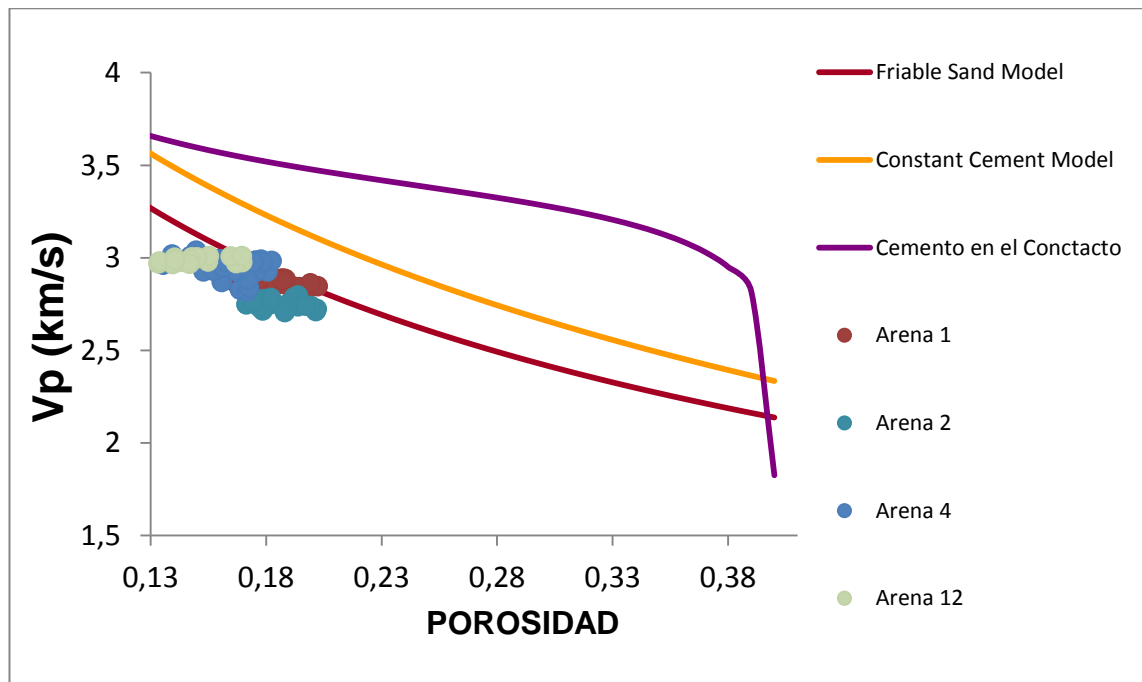


FUENTE: El autor

### 4.3.1. Ajuste a los modelos de Arenas

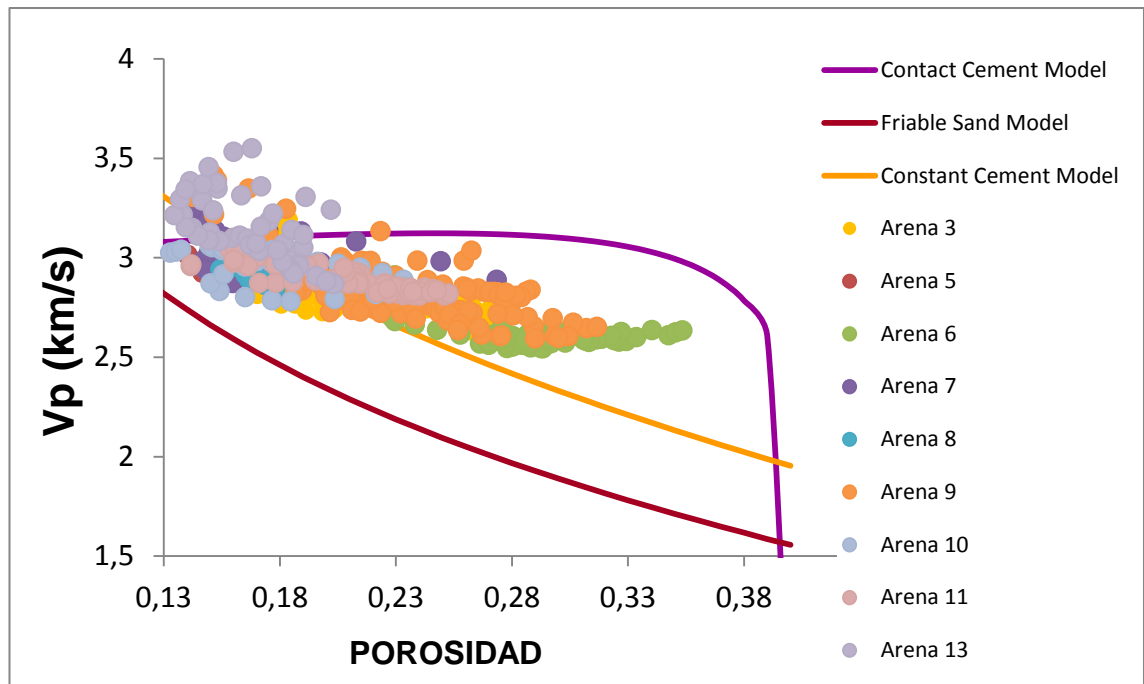
Para el ajuste de los modelos de arenas se tuvo en cuenta una ligera variación de los porcentajes de los minerales presentes en el intervalo de 10580[ft] – 11010[ft], intervalo en el cual se encuentra la zona de estudio. En este intervalo se encuentran dos familias litológicamente diferenciables: Arcosas Líticas a Litoarenitas feldespáticas y Limolitas cuarzo feldespáticas. Con el fin de aplicar los modelos de físicas de rocas para arenas, se decidió tomar los porcentajes descritos para las Arcosas Líticas con una ligera variación: 60% de Cuarzo, 25 % Clay (minerales arcillosos en la roca), 15% de Feldespato. Esta ligera variación de los porcentajes se hizo con el fin de ajustar de mejor forma los modelos de física de rocas con los datos reales de una forma moderada.

**Figura 44.** Ajuste a los Modelos de física de rocas para arenas saturadas de Agua.



FUENTE: El autor

**Figura 45.** Ajuste a los Modelos de física de rocas para arenas saturadas de gas.

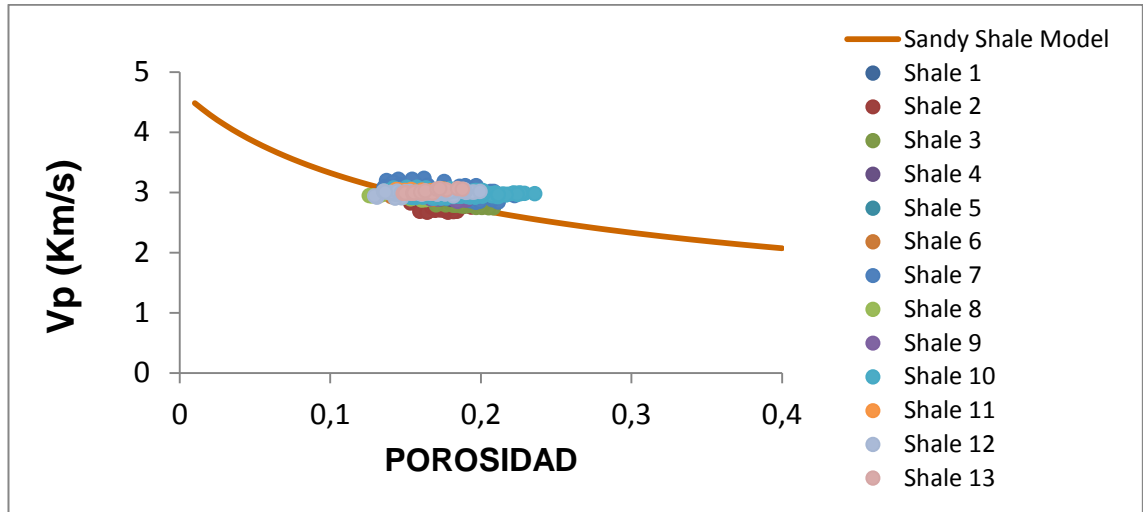


FUENTE: El autor

#### 4.3.2. Ajuste a los modelos de Shales

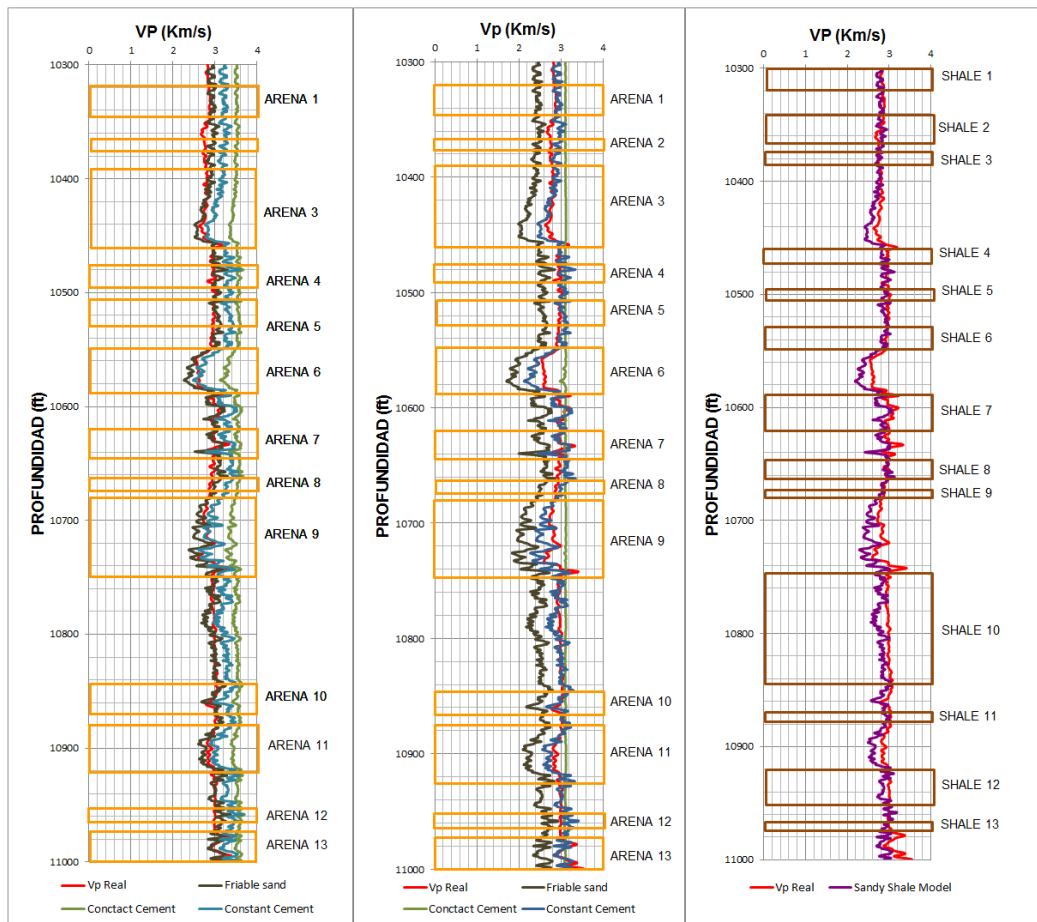
Se tuvo en cuenta las dos composiciones de las familias litológicas mostradas en los intervalos 8480[ft] – 9280[ft], las cuales corresponde a Lodolitas y Arcillolitas. De estas dos se tomó la de las Lodolitas con una ligera variación de composición con el fin de ajustar los modelos con los datos reales de una forma moderada, en donde se disminuyó el contenido de cuarzo y feldespato, aumentando el de la arcilla: 45% de materiales arcillosos, 55% detritos de tamaño lodo compuesto por un 64% cuarzo y 36% de feldespato, para un total de 45% de Arcilla, 20% feldespato y un 35% de Cuarzo, como se muestra en la tabla 6.

**Figura 46.** Ajuste al Modelo de física de roca para shales saturados de Agua.



FUENTE: El autor

**Figura 47.** Vp para Arenas saturadas de Agua (izquierda), Arenas saturadas de Gas (centro) y shales/ lodolitas saturados de agua (derecha).



FUENTE: El autor

#### 4.4. Creación de registros sísmicos teóricos a partir de los ajustes a los modelos de física de rocas.

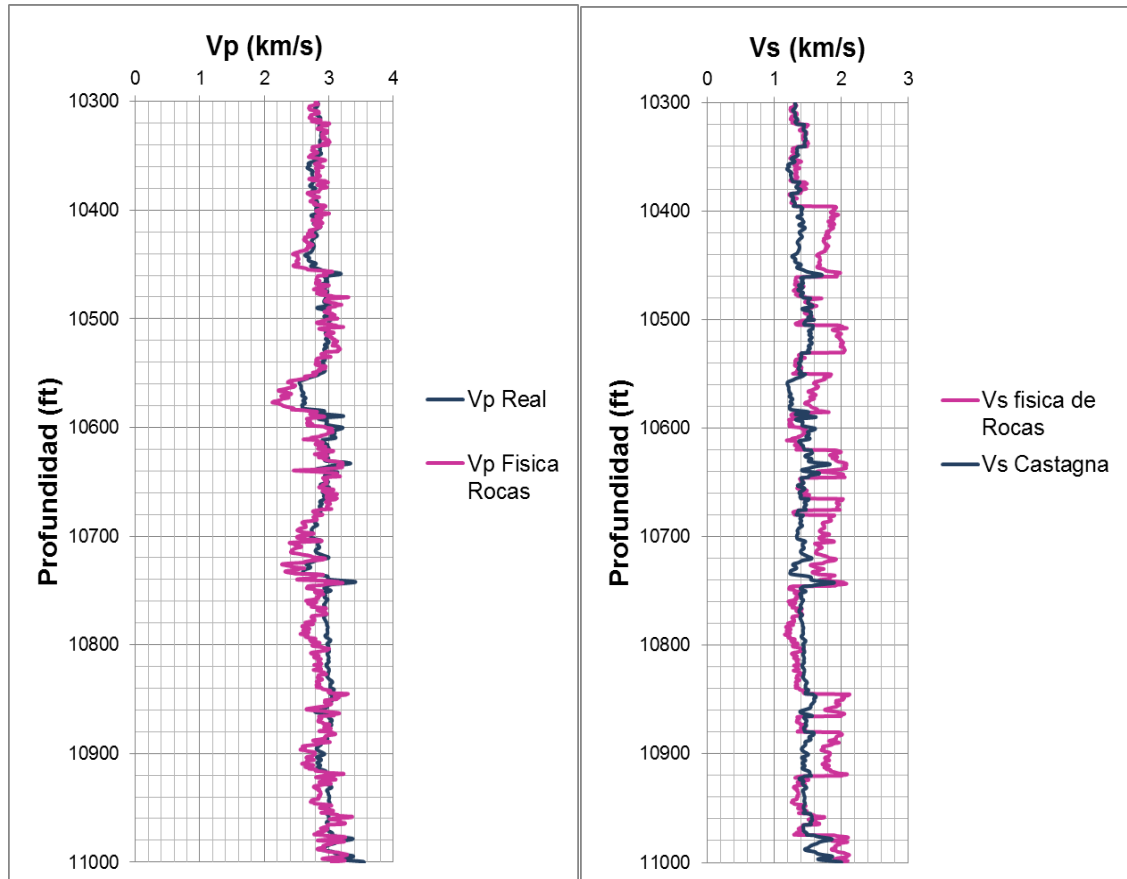
Finalmente los modelos que mejor se adaptan al registro verdadero de velocidad de onda P están descritos en la Tabla 6 y a partir de ellos se desarrolla los registros de velocidad de onda S. El registro final se muestra en la Figura 48, la cual muestra  $V_p$  y  $V_s$  producto de la aplicación de los modelos de física de rocas, comparada con la velocidad de onda P de registros reales y la velocidad de onda S producto de las correlaciones de Castagna.

**Tabla 6.** Modelo final de física de rocas que mejor se adapta al registro Verdadero de Onda P y Onda S.

| Profundidad   | Litología   | Saturación | Modelo                |
|---------------|-------------|------------|-----------------------|
| [10300-10320] | Lodolita 1  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10320-10340] | Arena 1     | Agua       | Friable Sand Model    |
| [10340-10373] | Lodolita 2  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10373-10383] | Arena 2     | Agua       | Friable Sand Model    |
| [10383-10395] | Lodolita 3  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10395-10460] | Arena 3     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10460-10480] | Lodolita 4  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10480-10500] | Arena 4     | Agua       | Friable Sand Model    |
| [10500-10504] | Lodolita 5  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10504-10530] | Arena 5     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10530-10550] | Lodolita 6  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10550-10585] | Arena 6     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10585-10620] | Lodolita 7  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10620-10645] | Arena 7     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10645-10665] | Lodolita 8  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10665-10675] | Arena 8     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10675-10680] | Lodolita 9  | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10680-10745] | Arena 9     | Gas        | Constant Cement Model |
| [10745-10845] | Lodolita 10 | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10845-10865] | Arena 10    | Gas        | Constant Cement Model |
| [10865-10880] | Lodolita 11 | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10880-10920] | Arena 11    | Gas        | Constant Cement Model |
| [10920-10955] | Lodolita 12 | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10955-10965] | Arena 12    | Agua       | Friable Sand Model    |
| [10965-10975] | Lodolita 13 | Agua       | Sandy Shale Model     |
| [10975-11000] | Arena 13    | Gas        | Constant Cement Model |

FUENTE: El autor

**Figura 48.** Registro finales de Vp y Vs obtenidos de los modelos de física de rocas comparados con los reales.



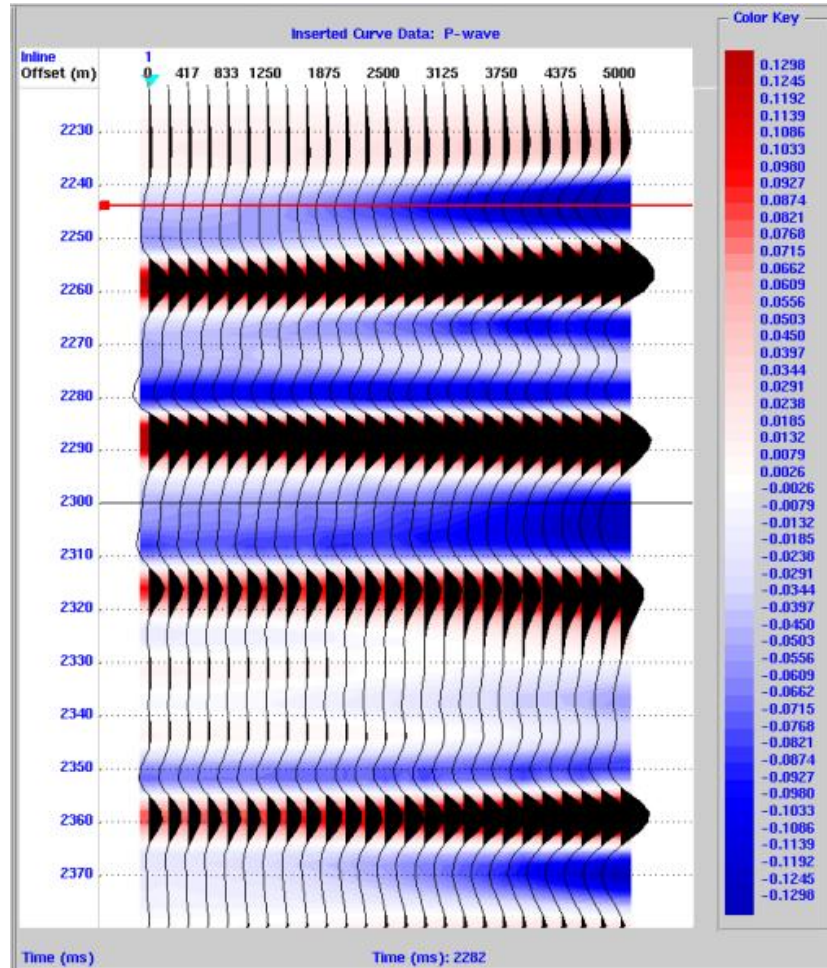
FUENTE: El autor

#### 4.5. Sismogramas Sintéticos.

Se obtuvo las trazas sísmicas sintéticas a partir del registro final de velocidad de onda P. Este sismograma se realizó en el software Hampson-Russell arrojando el resultado mostrado en la Figura 49.

En este sismograma se puede observar el comportamiento de las velocidades de onda P de las arenas en el intervalo de 10300-11000 ft, las cuales están representadas por el color azul.

**Figura 49.** Sismograma sintético creado a partir de los registro de velocidad de onda P producto de la aplicación de los modelos de física de rocas.



FUENTE: El autor

## **5. ANALISIS DE RESULTADOS**

Como resultado de la aplicación de los modelos de física de roca se obtuvo los registros finales tanto de velocidad de Onda P como de Onda S, los cuales pueden ser comparados con los registros reales con el fin de observar las influencias que tienen las propiedades elásticas y petrofísicas en la respuesta sísmica, los alcances y posibles limitaciones de la aplicación de los modelos, rango de error registrado por los modelos y el diagnóstico de los canales meándricos presentes en el intervalo de los 10300 -11000 ft.

### **5.1. Diagnóstico de las estructuras presentes en el Intervalo 10300 ft - 11000 ft.**

Las estructuras de interés principal en este intervalo son los canales meándricos de arenas (los cuales están representados por los paquetes de arenas 3, 6, 9,11 y 13) y en segunda estancia las lodolitas.

Cabe denotar que se predijo la posible composición de estas estructuras a partir del ajuste a una respuesta sísmica.

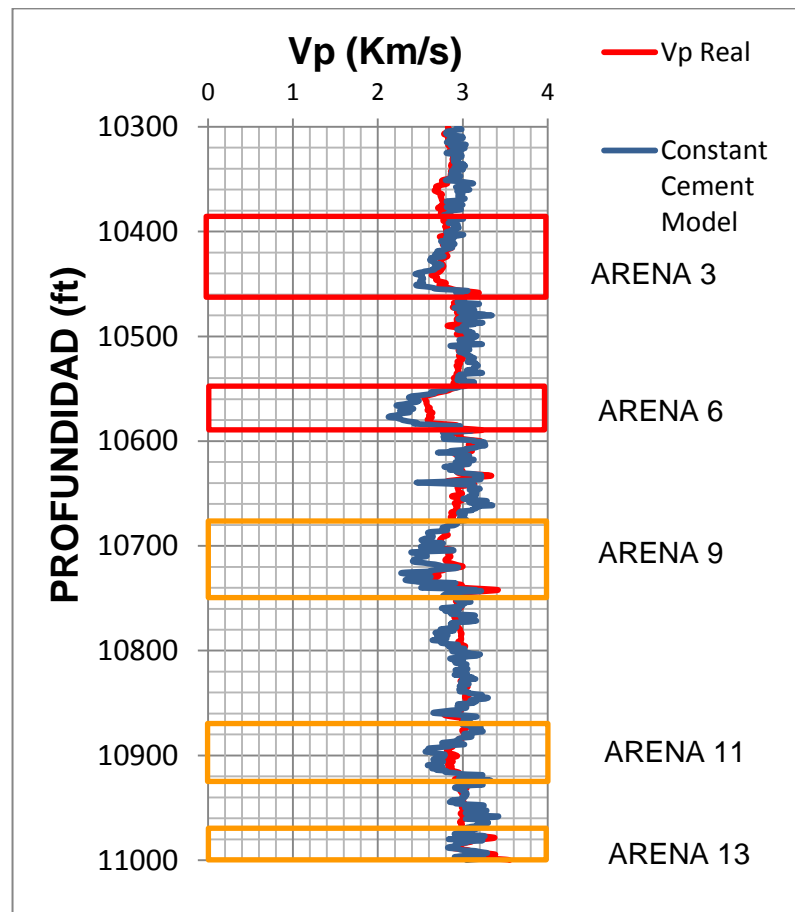
#### **5.1.1. Diagnóstico para Canales de Arenas**

A partir de los ajustes realizados a los modelos, se pudo establecer que el modelo de física de rocas que mejor describía el comportamiento de la mayoría de las arenas era el modelo de arenas con cemento constante (Constant Cement Model). Los porcentajes inicialmente establecidos para la creación y posterior ajuste de este modelo, fueron tomados de zonas con secciones delgadas en especial de aquellas zonas comprendidas entre el intervalo de 10580 -11010 ft (Ver Tabla 2) el cual muestra la presencia de arenas finas (arcosas y litoarenitas).

Detallando el intervalo de estudio que va desde los 10300 hasta los 11000 ft, se puede observar que el intervalo en donde se encuentran los canales de

arenas 3 y 6 no tienen información petrológica ni petrográfica, tal y como se muestra en la Tabla 2. Esta zona sin ninguna información petrológica fue diagnosticada gracias a la aplicación de los modelos de física de rocas, en especial al modelo de cemento constante saturado con gas.

**Figura 50.** Velocidad Onda P de los canales de arenas saturados con gas.



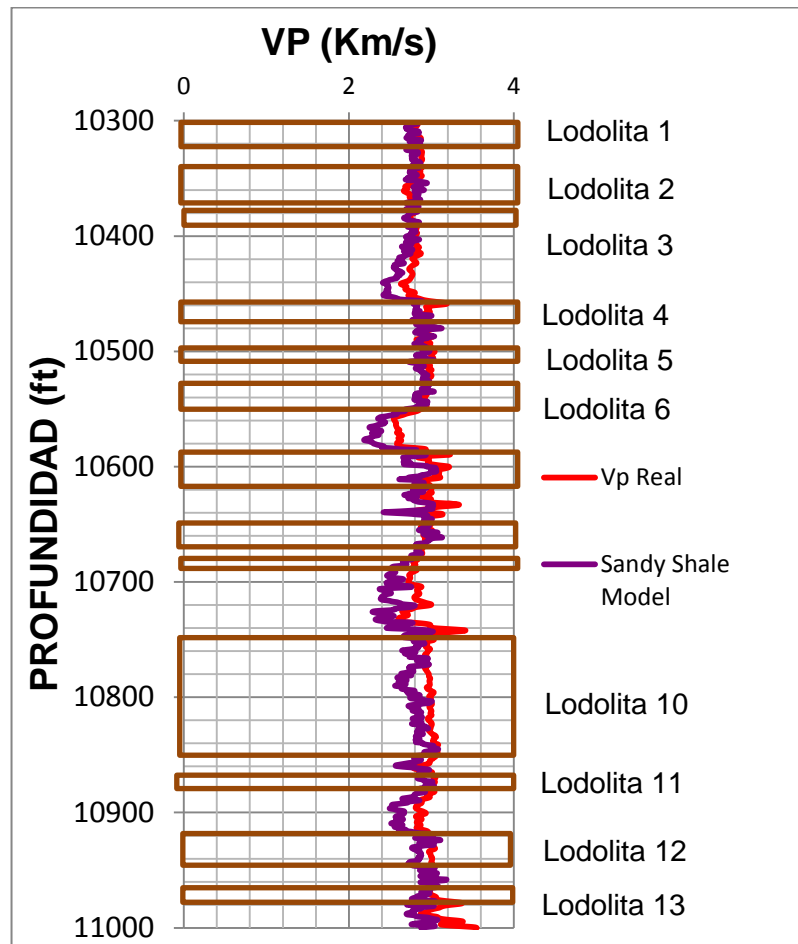
FUENTE: El autor

A partir de este modelo se puede decir que estos canales de arenas tienen la misma cantidad de cemento en los contactos entre los granos y que básicamente el porcentaje de materiales arcillosos podría corresponder al 25 %. Además de esto se pudo establecer que el porcentaje de cuarzo en estas arenas podría ser de 60% y 15% de feldespato, porcentajes que fueron ajustados moderadamente de acuerdo al reporte petrológico.

### 5.1.2. Diagnóstico para Lodolitas

Como ya se había mencionado anteriormente, para poder modelar las lodolitas se utilizaran los modelos para shales debido a que estos últimos tiene una granulometría similar a las lodolitas, lo que podría simular el comportamiento de éstas mediante la utilización de modelos para shales. El modelo que más se ajustaba a las a la descripción mineralógica de las lodolitas en estudio fue el modelo Sandy Shale.

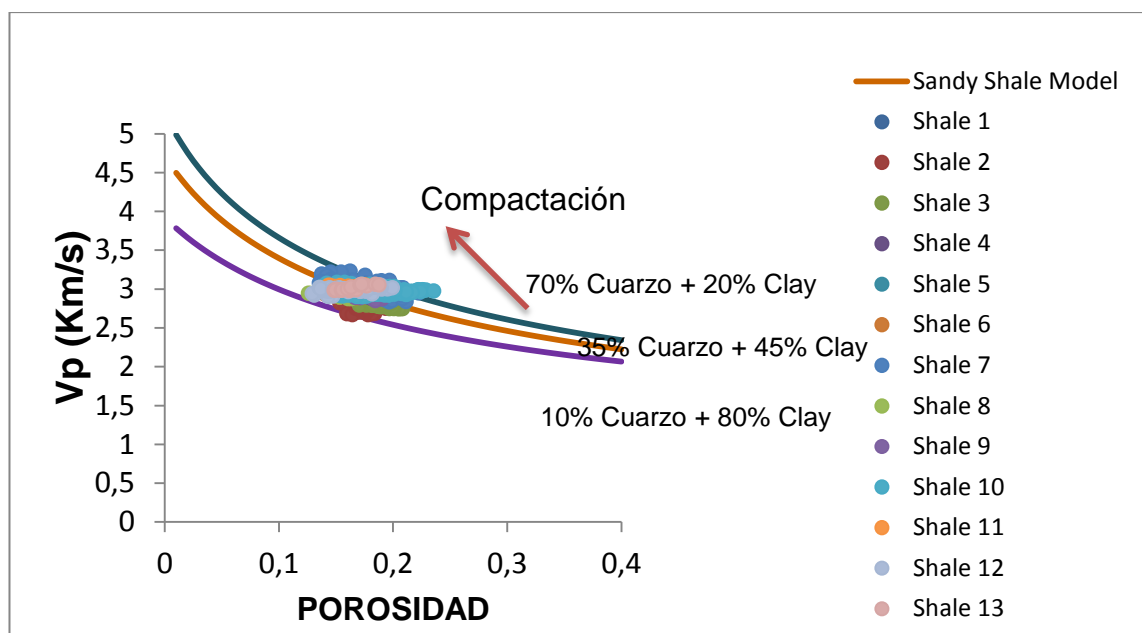
**Figura 51.** Velocidad de onda P para Lodolitas, utilizando el modelo Sandy Shale saturado con agua.



FUENTE: El autor.

Como se puede observar en la Figura 53, una composición que se adapta dentro de un promedio satisfactorio a la velocidad de onda P real para la mayoría de las lodolitas es 35% cuarzo, 45% y 10 % feldespato tal como se encuentra en la tabla 5. Pero algunas de las lodolitas presentes en esta zona de estudio podrían variar su composición entre un 10% cuarzo-80% clay y un 70% cuarzo-20% clay Figura 52, permitiendo observar que algunas lodolitas podrían ser más compactas que otras a medida que aumenta el contenido de cuarzo y disminuye el de los minerales arcillosos, lo que conlleva a que la velocidad de los módulos elásticos aumente.

**Figura 52.** Variación de los porcentajes de cuarzo y arcilla en el modelo para shales arenosos.

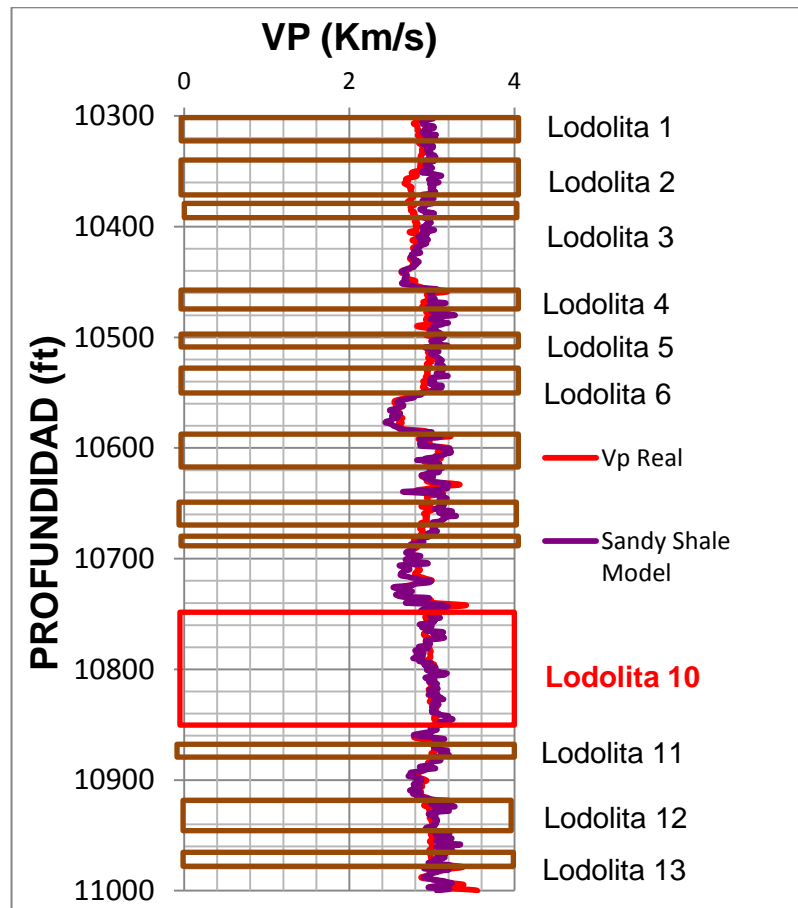


FUENTE: El autor

La respuesta sísmica modelada de la mayoría de las lodolitas presenta una buena coordinación con los registros reales. Si se observa detalladamente, existe una discrepancia entre el registro real y obtenido por el modelo de física rocas en el intervalo correspondiente a 10745- 10845 ft, intervalo que corresponde a una Lodolita que probablemente está saturada de gas. Esto

tendría concordancia no solo con el registro de saturación si no con el modelo de física de rocas para Sandy Shales saturados con gas como se muestra en la Figura 53.

**Figura 53.** Velocidad de onda P para Lodolitas, utilizando el modelo Sandy Shale saturada con gas.



FUENTE: El autor

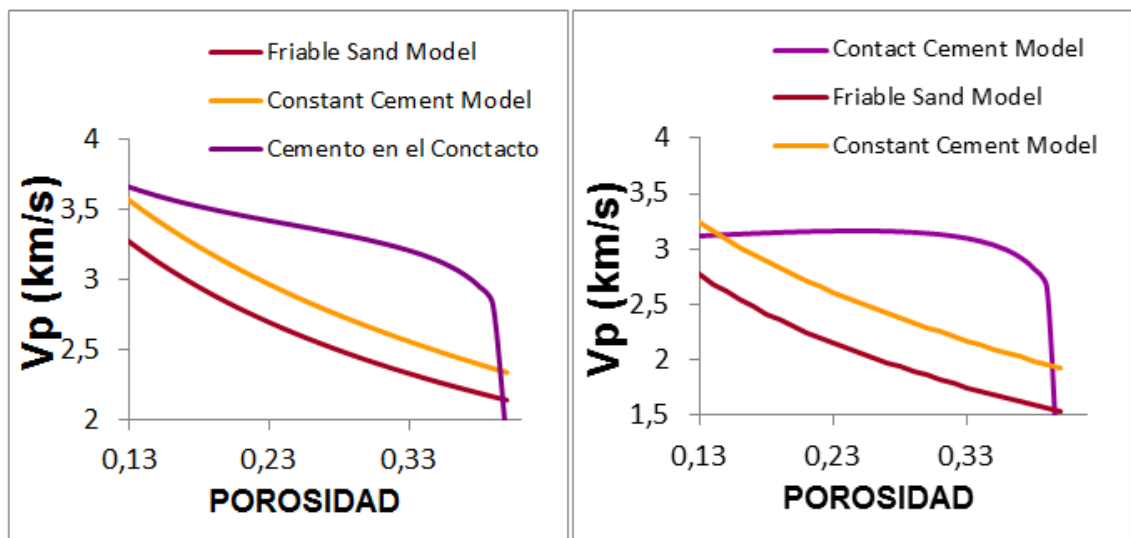
## 5.2. influencias de las propiedades elásticas y petrofísicas en la respuesta sísmica.

Varios parámetros tenidos en cuenta a la hora de crear un modelo de física de roca influyen notablemente en la respuesta sísmica. A continuación se nombrarán los más importantes:

### 5.2.1. Saturación de Fluidos

Uno de los principales parámetros que influyen en la velocidad sísmica es el tipo de fluido que está saturando la roca. La Figura 54 muestra el comportamiento para los modelos de arenas cuando están saturados de agua (Izquierda) y saturados con gas (Derecha). En ella se puede apreciar como disminuye notablemente la velocidad de onda P cuando las arenas están saturadas de gas.

**Figura 54.** Modelos de física de rocas para arenas saturados de agua y gas.



FUENTE: El autor

La Figura 55 muestra el comportamiento de la onda P para el modelo de cemento constante en donde se ven las diferentes respuestas sísmicas para una roca seca y saturada de agua, gas y aceite. De acuerdo a la gráfica, la roca saturada con hidrocarburos (gas y aceite) no solo presentan un comportamiento similar en la respuesta elástica sino que también muestra valores muy bajos comparados con la roca saturada de agua, pero cabe aclarar que la respuesta elástica puede variar de acuerdo a las propiedades físicas de los fluidos de cada yacimiento (gravedad específica del gas y del aceite, relación gas petróleo, salinidad del agua de formación, presión, temperatura, etc).

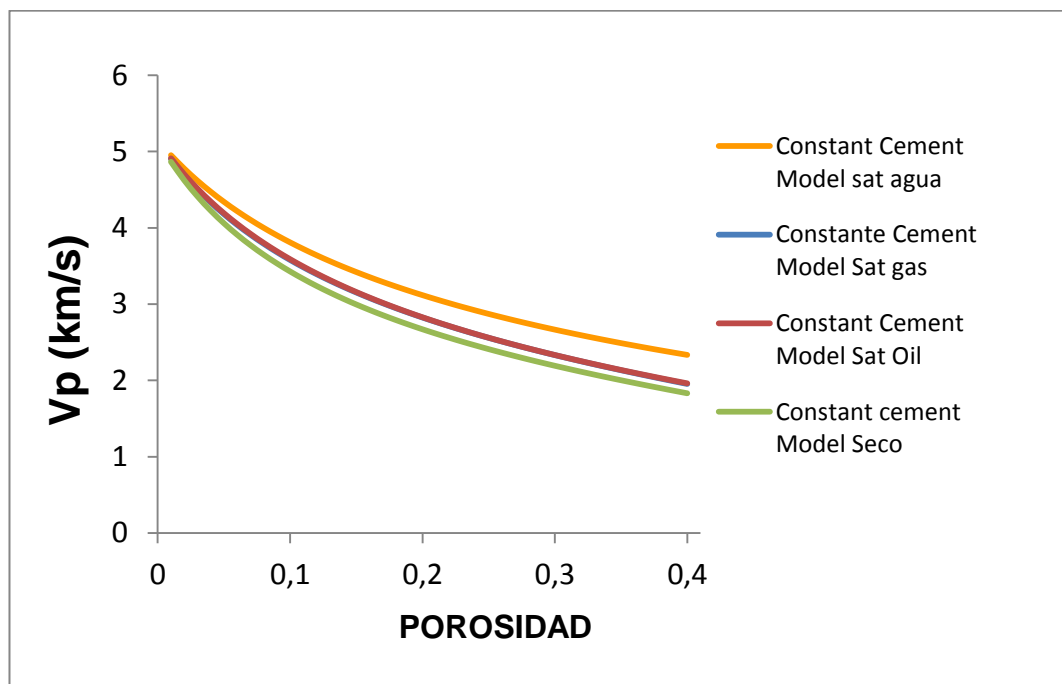
Para este análisis se utilizó los datos de la Tabla 5 y los parámetros elásticos para los diferentes fluidos saturantes tomados como referencia de Dvorkin-Alkahater (2004)<sup>27</sup> como ya se había mencionado en el literal 4.1.

**Tabla 8.** Propiedades elásticas (Módulo de Compresibilidad y de corte) y densidad de los fluidos saturantes.

|             | K (Gpa) | G (Gpa) | DENSIDAD (gr/cc) |
|-------------|---------|---------|------------------|
| <b>OIL</b>  | 0.664   | 0       | 0,695            |
| <b>AGUA</b> | 2,721   | 0       | 1,024            |
| <b>GAS</b>  | 0,031   | 0       | 0,122            |

FUENTE: El autor

**Figura 55.** Variación de la Velocidad de Onda P de acuerdo al tipo de fluido que podría estar presente en la roca.



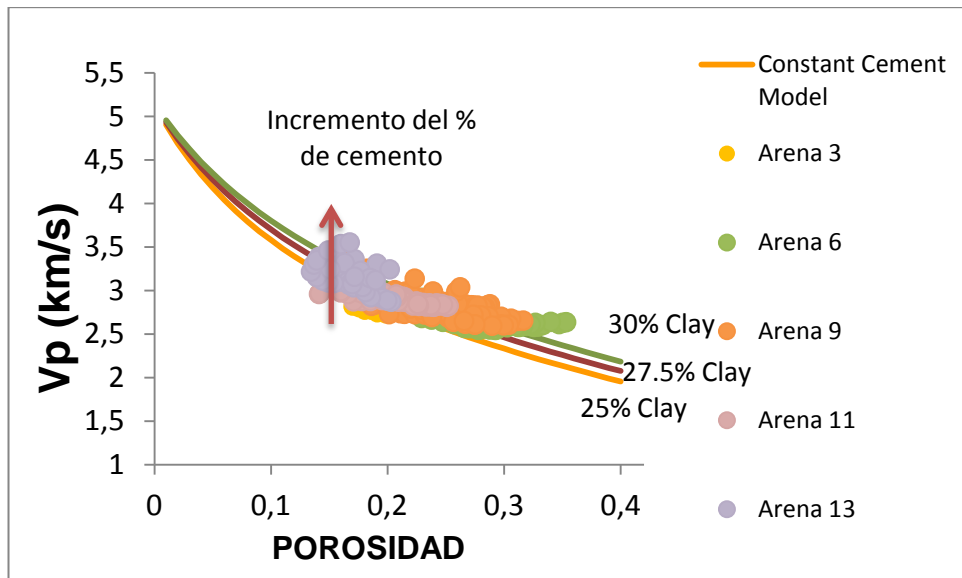
FUENTE: El autor

<sup>27</sup> PORE FLUID AND POROSITY MAPPING FROM SEISMIC, Jack Dvorkin and Dalman Alkahater. 2004

### 5.2.2. Porcentaje Cemento

La influencia del porcentaje de Cemento en la arenas es notorio en el modelo de cemento constante. A medida que el porcentaje aumenta, la velocidad de onda P también lo hace. Como se puede ver en la Figura 56 ciertos canales de arenas presentan una variación del porcentaje de material cementante, como minerales arcillosos.

**Figura 56.** Variación del porcentaje de Cemento en el Modelo de cemento Constante para arenas de gas.



FUENTE: El autor

### 5.2.3. Numero de Coordinación.

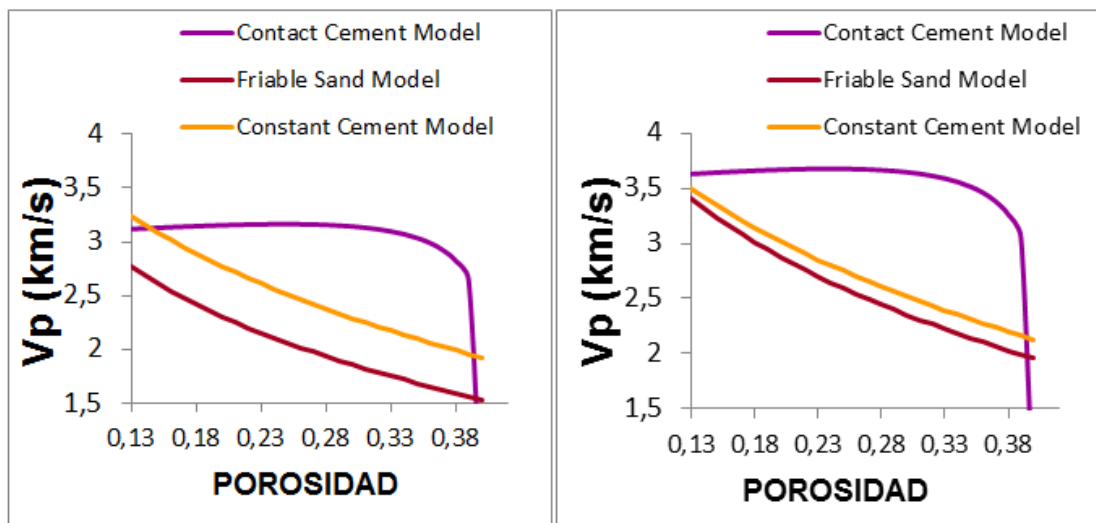
El número de coordinación es el número promedio de contactos que tiene cada grano, a medida que este aumenta la porosidad decrece. Para este caso si se mira a una porosidad fija, a medida que se aumenta el número de contactos la velocidad de la onda P aumenta Figura 57. Esto se puede deber a que la onda de compresión puede pasar más fácilmente a través de un medio muy sólido o colmado por muchas partículas juntas. El número de coordinación es muy importante ya que con él se puede ajustar los datos teóricos a los reales. El número de contactos para cada modelo se muestra en la tabla 8.

**Tabla 8.** Numero de coordinación para cada modelo en los Casos A y B.

|                                  | Numero de Contactos por grano Caso A | Numero de Contactos por grano Caso B |
|----------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Modelo de Arenas no Consolidadas | 5                                    | 8                                    |
| Modelo del Cemento Constante     | 10                                   | 3                                    |
| Modelo de Cemento en el contacto | 6                                    | 9                                    |

FUENTE: El autor

**Figura 57.** Variación del número de coordinación para cada modelo de Arenas saturadas con gas. Caso A (izquierda) y Caso B (derecha).



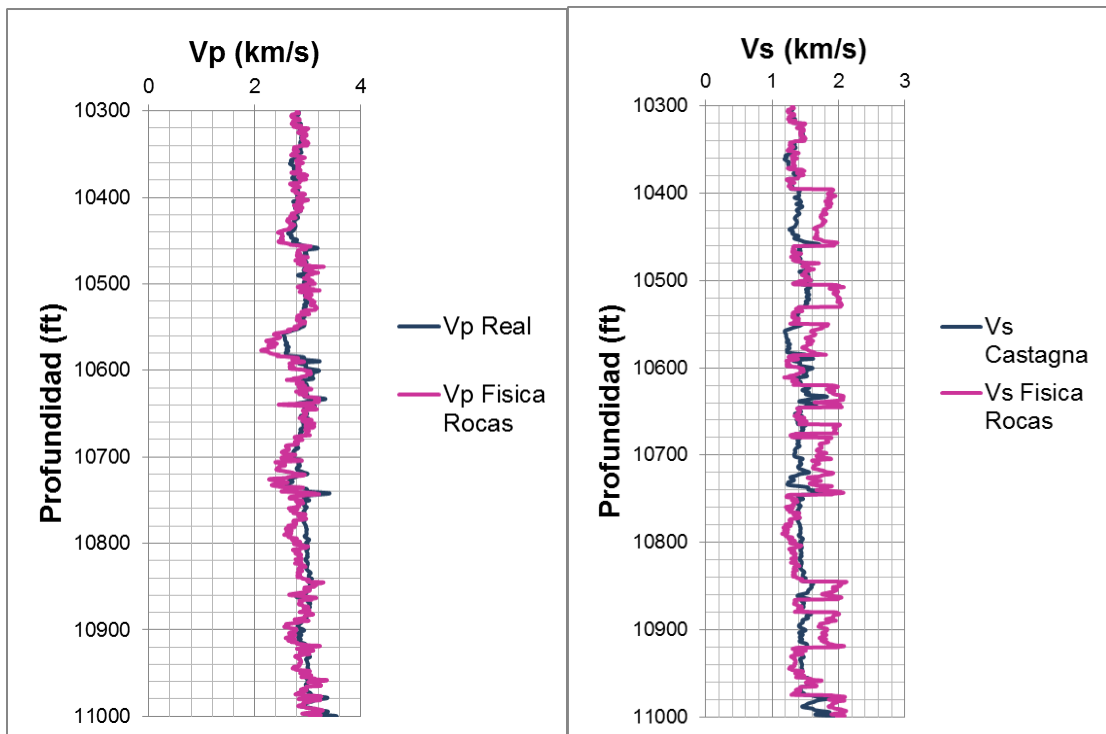
FUENTE: El autor

### 5.3. Contraste de las velocidades de onda sísmica obtenidas por los modelos de física de rocas y los registros reales.

Contrastando los registros de Vp y Vs obtenidos por los modelos de física de rocas con los registros reales se puede observar el registro que presenta

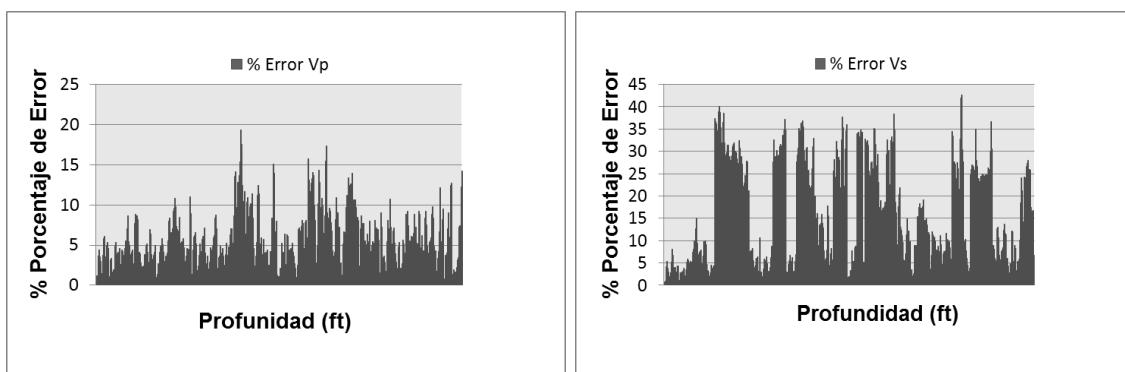
menos discrepancias es el registro Vp tal y como se muestra en la Figura 58. El error promedio para estos datos es de 4.6 %, error que podría soportar que los modelos de física de roca fueron aplicados correctamente.

**Figura 58.** Contraste de la velocidad de Onda P y Onda S de física de rocas con el registro real.



FUENTE: El autor

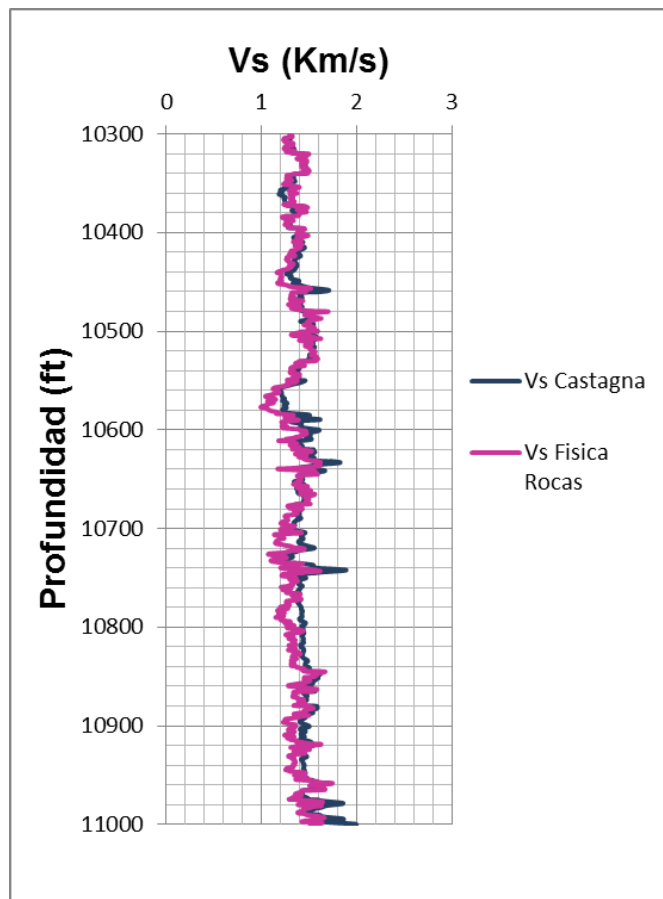
**Figura 59.** Comportamiento del % porcentaje de error entre el dato real y teórico de Velocidad de Onda P y Onda S.



FUENTE: El autor

El registro de velocidad de Onda S presenta un error promedio de 14.7%, error que es demasiado alto comparado con el Velocidad de Onda P y que puede deberse principalmente a que el registro original de velocidad de onda S se modeló a partir de correlaciones (Correlación de Castagna) empíricas  $V_p$ - $V_s$  en donde el principal fluido de referencia que satura la roca es el agua. Para corroborar esta explica se procedió a saturar los canales de arenas gasíferas con agua y posteriormente mente mirar cómo se comportaba con respecto al  $V_s$  de Castagna (Figura 60), en donde el error promedio arrojado fue de 6.24%.

**Figura 60.** Contraste de la velocidad Onda S de física de rocas saturada de agua con el registro de Castagna.



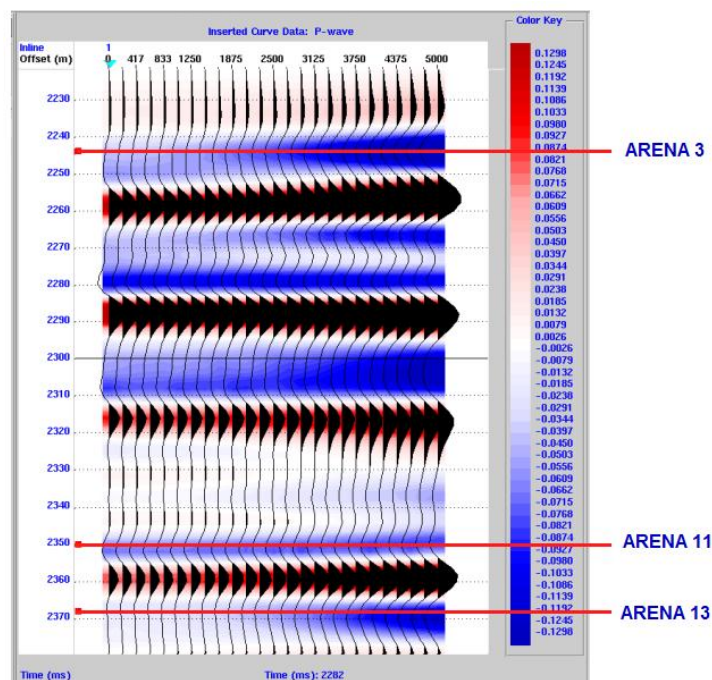
FUENTE: El autor

#### 5.4. Análisis de los sismogramas sintéticos

En la literatura de física de rocas no existe un patrón para determinar si los modelos de físicas de rocas son aplicables de acuerdo a un rango error. Para esto es necesario analizar los sismogramas sintéticos y determinar qué tan aplicables son los modelos.

La Figura 61 muestra el sismograma sintético con la señalización de 3 de los posibles canales de arenas, en las cuales se quiere ver el comportamiento de la amplitud de la onda con respecto al offset y el Gradiente AVO vs Intercepto AVO.

**Figura 61.** Sismograma sintético velocidad onda P y Arenas para el análisis AVO.



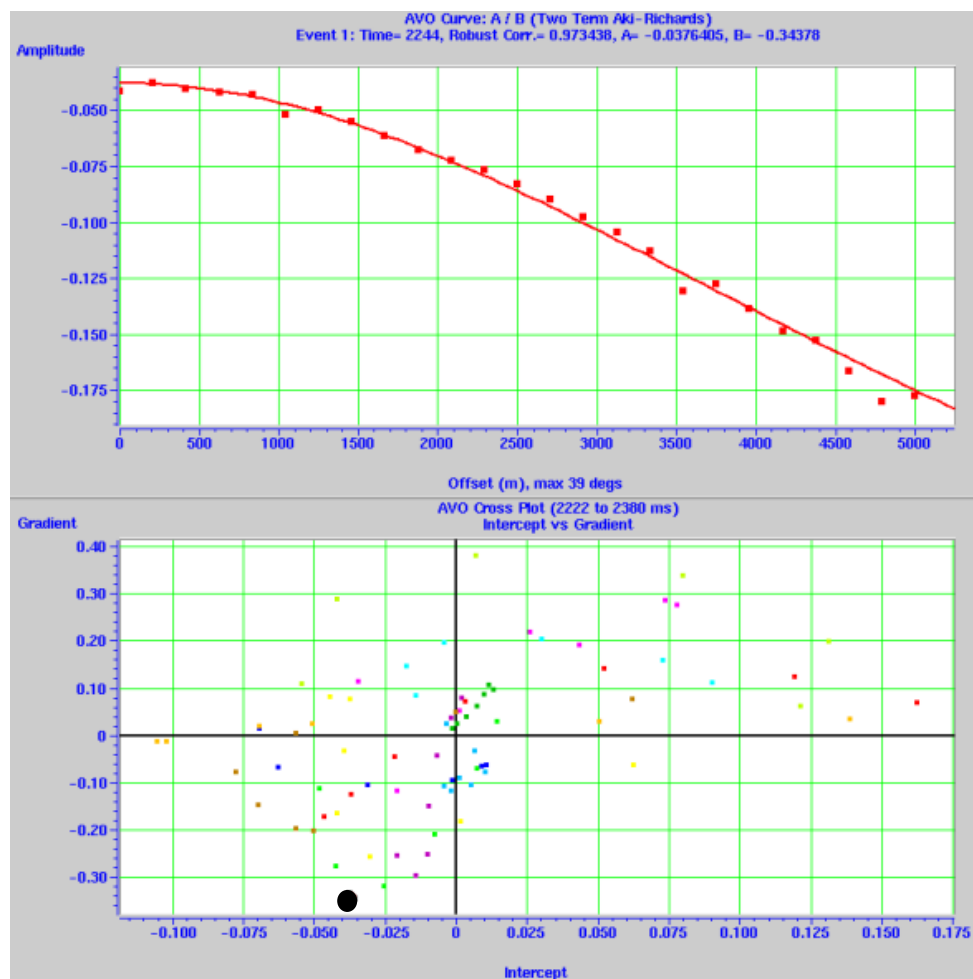
FUENTE: El autor

A partir del comportamiento de las arenas saturadas de salmuera las cuales obedecen a una tendencia Background y el comportamiento de las arenas saturadas de gas, las cuales se dispersan en los cross-plot (Intercep vs Gradient) con la mínima cantidad de gas en la roca, se puede decir que los 3

canales de arenas en análisis efectivamente corresponden a arenas saturadas de gas. Este hecho se ratifica no solo con la dispersión de los puntos, si no también con el punto brillante característico de la anomalía Clase III en arenas gasíferas (Punto negro en los cross-plot).

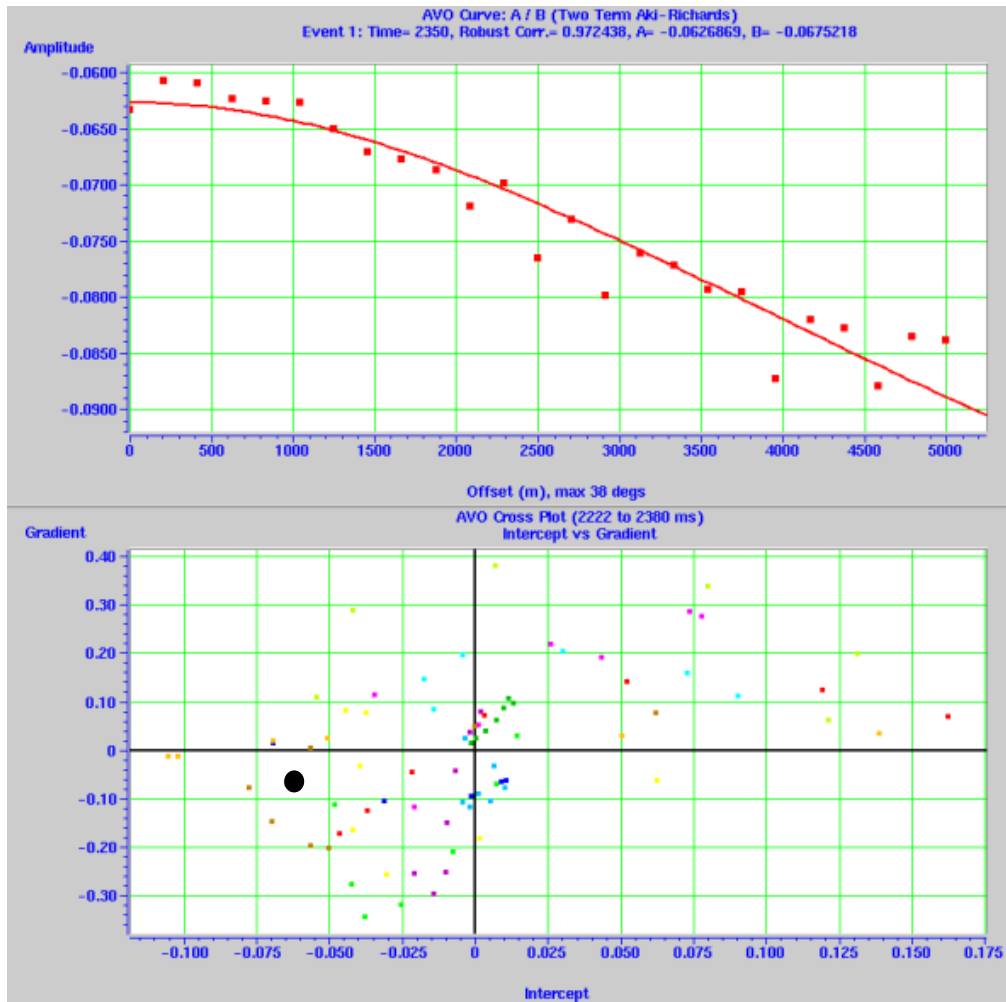
Este tipo de arenas (Clase III) de baja impedancia con respecto a la roca suprayacente, presenta un gran coeficiente de reflexión de incidencia negativo a medida que aumenta el offset. Este fenómeno se observa en cada uno de los gráficos Amplitud vs Offset de los canales en análisis, en donde hay un gran cambio de amplitud con la variación del offset.

**Figura 62.** Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 3.



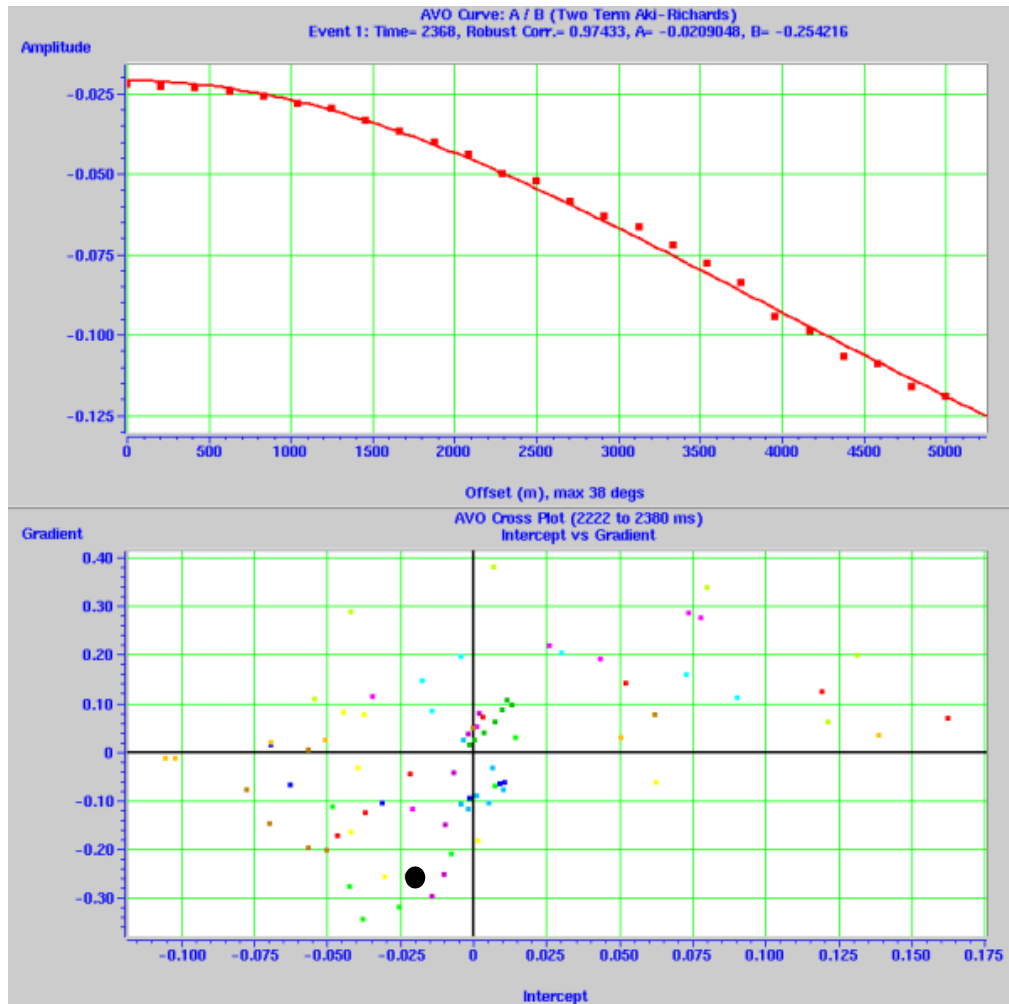
FUENTE: El autor

**Figura 63.** Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 11.



FUENTE: El autor

**Figura 64.** Curva AVO y Cross Plot Gradiente Vs Intercepto para el Canal de Arena 13.



FUENTE: El autor

## 6. CONCLUSIONES

- Se desarrolló una metodología que permitió diagnosticar las estructuras que constituyen los canales presentes en sistemas tubidíticos a partir de la aplicación de los modelos de física de rocas.
- El modelo que más se ajustó a la tendencia de los datos reales de canales y paquetes de arenas saturados de gas, fue el modelo de cemento constante, prediciendo su respuesta sísmica a partir de las propiedades elásticas de los minerales y fluidos constituyentes, con un error promedio de 4.6%.
- A partir del modelo cemento constante se predijo la velocidad de onda P para los canales de arenas 3 y 6 (canales que no contaban con información petrológica), la cual permitió el diagnóstico estructura, que se caracteriza por ser arenas con la misma cantidad de cemento entre los contactos entre los granos (25% material arcilloso) y por estar compuestas por un 60% de cuarzo y un 15% de feldespato.
- Aun cuando las propiedades físicas y elásticas de los fluidos del yacimiento no fueron representativas de la zona de estudio, se obtuvieron buenos resultados en la respuesta sísmica que dieron las arenas saturadas tanto de gas como de agua, lo cual se ratifica con los registros originales y con el análisis AVO.
- Es necesario por lo menos conocer la composición de algunas estructuras litológicas presentes en el yacimiento con el fin de poder tener un punto de partida y ajuste en la aplicación de los modelos.
- Aunque las muestras de las lodolitas arenosas se encuentran en un intervalo entre 8480– 9280 [ft] por fuera del área de estudio, los porcentajes de minerales presentes en ellas y el modelo de shales

arenosos, sirvieron no solo para predecir qué tipo estructuras había aparte de las arenas sino también para terminar de construir el registro final teórico, registro que arrojó resultados muy favorables y confiables.

- Aunque la velocidad de onda S no pudo ser comparada con un registro real que tuviera en cuenta arenas saturadas con gas (como se presenta en la zona de estudio), se realizó un registro teórico saturado de agua a partir de los modelos de física de roca y se comparó con el registro de Vs de Castagna arrojando muy buenos resultados, confirmando nuevamente la confiabilidad de los modelos de física de rocas.
- En el Análisis AVO el punto brillante y la gran variación de la amplitud con el cambio del offset, corrobora que el registro de velocidad de onda P obtenido a partir de los modelos de física de rocas, modela arenas gasíferas que dentro de la clasificación AVO son del tipo de anomalía Case III que presenta baja impedancia con respecto a la roca suprayacente

## 7. RECOMENDACIONES

- Para crear un registro de velocidades de ondas sísmicas más confiable a partir de modelos de física de rocas, se recomienda conocer las propiedades físicas de los fluidos de yacimiento (densidades, salinidad del agua de formación) y las propiedades elásticas (módulo de corte y de cizalla), esto con el fin de evitar utilizar propiedades de fluidos que no corresponden al yacimiento y así disminuir el error entre los registros teóricos y reales.
- Para posteriores estudios de aplicación de modelos de física de rocas se recomendaría tener en cuenta la temperatura como otro importante parámetro dentro de la modelación de velocidades de ondas sísmicas. La temperatura es un factor muy importante en la diagénesis de arenas y shales, en la mayoría de los casos, las alteraciones diagenéticas influyen en gran medida en la respuesta sísmica que presentan estas estructuras.
- Si no existe un registro confiable de saturación de fluidos es bueno realizar diferentes escenarios de saturaciones de modelos de física de rocas y compararlos con los registros de velocidades de ondas sísmicas reales con el objetivo de observar cual se ajustaría mejor a esos datos, de esta forma se podría predecir qué tipo de fluido estaría presente en el medio poroso.
- Un buen patrón decisivo para determinar la aplicabilidad de los modelos podría ser el análisis de los sismogramas sintéticos con respecto a los sismogramas reales del área de estudio. Si estos sismogramas son aproximadamente iguales a los del área de estudio, se puede decir que los modelos son aplicables, siendo esto una cuestión de criterio visual.

## BIBLIOGRAFIA

- AVSETH, P., “COMBINING ROCK PHYSICS AND SEDIMENTOLOGY FOR SEISMIC RESERVOIR CHARACTERIZATION OF NORTH SEA TURBIDITE SYSTEMS”, 2000.
- AVSETH, P., MUKERJI, T., JØRSTAD, A., MAVKO,G. and VEGGELAND, T., “SEISMIC RESERVOIR MAPPING FROM 3-D AVO IN A NORTH SEA TURBIDITE SYSTEM”. 2001.
- AVSETH, P., MUKERJI, T and MAVKO, G., “QUANTITATIVE SEISMIC INTERPRETATION: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk”, 2005.
- BRADY, B., and BROWN, E., “ROCK MECHANICS FOR UNDERGROUND MINING 3<sup>rd</sup> EDITION” 2005.
- CASTAGNA, J., BATZLE, M. and KAN, T., “ROCK PHYSICS- THE LINK BETWEEN ROCK PROPERTIES AND AVO RESPONSE ”. SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS, 1995.
- DVORKIN, J. and ALKHATER, D. “PORE FLUID AND POROSITY MAPPING FROM SEISMIC”, 2004.
- DVORKIN, J and NUR, A., “ELASTICITY OF HIGH-POROSITY SANDSTONES: Theory for two North Sea data sets”.1996.
- DVORKIN, J., NUR, A. and MAVKO,G. “THE EFFECT OF CEMENTATION ON THE ELASTIC PROPERTIES OF GRANULAR MATERIAL”. 1991.

- DVORKIN, J., NUR, A and YIN, H., “EFFECTIVE PROPERTIES OF CEMENTED GRANULAR MATERIALS”. 1996.
- DRÆGE, A. “A DIAGENETIC ROCK PHYSICS APPROACH FOR SILICICLASTICS”. 2011.
- ERCILLA, G., ALONSO, B., ESTRADA, F., CHIOCCI, F., BARAZA, J. and FARRAN, M., “THE MAGDALENA TURBIDITE SYSTEM (CARIBBEAN SEA): Present-day morphology and architecture model”. 2002.
- ESTRADA, F., ERCILLA, G. and ALONSO, B., “QUANTITATIVE STUDY OF A MAGDALENA SUBMARINE CHANNEL (CARIBBEAN SEA): Implications for sedimentary dynamics.” 2005.
- FJÆR, E., HOLT, R., HORSRUD, P., RAAEN, A. and RISNES, R. “PETROLEUM RELATED ROCK MECHANICS 2<sup>ND</sup> EDITION” 2008.
- MAVKO, G. and DVORKIN, J, “THE ROCK PHYSICS HANDBOOK: Tools for seismic analysis in porous media”, 1998.
- SHANMUGAM, G. “DEEP-WATER PROCESSES AND FACIES MODELS: Implications for sandstone petroleum reservoirs”. 2006.
- SLATT, R., “STRATIGRAPHIC RESERVOIR CHARACTERIZATION FOR PETROLEUM GEOLOGISTS, GEOPHYSICISTS, AND ENGINEERS”. 2006.
- WALLS, J. and DVORKIN, J., “WELL LOGS AND ROCK PHYSICS IN SEISMIC RESERVOIR CHARACTERIZATION”. 2002.

- ZHANG, H. AND BROWN, R. "REVIEW OF AVO ANALYSYS". CREWES RESEARCH REPORT", VOLUME 13, 2001