

METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MODELOS DE PRESIÓN 3D  
ACOPLANDO TRANSFERENCIA DINÁMICA DE FLUIDOS A LOS MÉTODOS  
CONVENCIONALES. APLICACIÓN AL CAMPO CUIAGUA DEL PIEDEMONT  
LLANERO

OSCAR JAVIER ACEVEDO QUINTERO

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE FISCOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA  
2012

*METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MODELOS DE PRESIÓN 3D  
ACOPLANDO TRANSFERENCIA DINÁMICA DE FLUIDOS A LOS MÉTODOS  
CONVENCIONALES. APLICACIÓN AL CAMPO CUPIAGUA DEL PIEDEMONTE  
LLANERO*

OSCAR JAVIER ACEVEDO QUINTERO

Trabajo de Grado para optar el título de  
Geólogo

**Director**

**GERMÁN DAVID MEZA CÁCERES**

Docente UIS

**Co-Director**

**Erick Johan Illidge Araujo**

Geólogo

**Sait Khurama Velasquez**

Docente UIS

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE FISCOQUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2012

## DEDICATORIA

A DÍOS

Mi Mamá

Mi tía Nohemí

Toda mi familia

Por su constante apoyo

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer personalmente a todos los profesionales del grupo de Investigación de Estabilidad de Pozos por su constante acompañamiento en el desarrollo de la tesis. A Darwin Mateus y Erick Illidge por su confianza prestada al inicio del proyecto y en general a todo el grupo de ingenieros, Jenny, Yair, Reinel, Alexander entre otros.

También agradecerle al director de este proyecto por su apoyo y soporte en la realización del mismo.

A todos mis amigos por todos estos momentos chéveres y constante apoyo durante el transcurso de la vida universitaria.

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	16
1. FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA	17
1.1 REGISTROS ELÉCTRICOS	17
1.1.1 Registro de Resistividad	18
1.1.2 Registro de Conductividad	19
1.1.3 Registro Sónico	19
1.1.4 Perfil Sísmico Vertical (VSP)	20
1.1.5 Registro de densidad	22
1.2 PRUEBAS DE PRESIÓN DE FORMACIÓN	22
1.2.1 Probador Modular de la Dinámica de la Formación (MDT)	22
1.2.2 Multiprobador de Formaciones (RFT)	23
1.2.3 Probador de la Dinámica de la Formación de Pozo Entubado (CHDT)	23
1.3 MÉTODO SÍSMICO	23
1.3.1 Historia de los atributos	24
1.3.2 Clasificación de atributos	25
2. GENERALIDADES DE PRESIÓN DE PORO	27
2.1 PRESIÓN LITOSTÁTICA	27
2.2 SOBREPRESIONES	27
2.3 CAUSAS GENERADORAS DE SOBREPRESIÓN	28
2.3.1 Esfuerzos Mecánicos	28
2.3.2 Esfuerzos Termales	38
2.3.3 Diagénesis De La Roca	46
2.3.4 Transferencia Dinámica	48

3.	METODOLOGÍA	61
3.1	IDENTIFICACIÓN DE LA CAUSA GENERADORA	61
3.2	ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO EN 1D	66
3.3	GENERACIÓN DEL MODELO 3D	67
4.	APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	68
4.1	GENERALIDADES	68
4.2	ESTRATIGRAFÍA	70
4.2.1	Formación Guadalupe	70
4.2.2	Formación Barco	72
4.2.3	Formación Los Cuervos	74
4.2.4	Formación Mirador	75
4.2.5	Formación Carbonera	77
4.2.6	Formación León	81
4.2.7	Formación Charte	83
4.2.8	Formación Guayabo	83
4.3	ESTILO ESTRUCTURAL	84
4.3.1	Pliegues	88
4.3.2	Fallas	89
4.4	ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO 1D	91
4.5	GENERACIÓN DE MODELO 3D	93
	CONCLUSIONES	105
	BIBLIOGRAFÍA	106

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1. Diagrama donde se puede observar los rangos de sobrepresión</i>	28
<i>Figura 2. Ilustración esquemática de la variación de la porosidad con los diferentes mecanismos de sobrepresión.</i>	31
<i>Figura 3. Sobrepresión por Subcompactación Golfo de Mexico.</i>	32
<i>Figura 4 Esquema representativo de la compactación de los Shale.</i>	32
<i>Figura 5. Cortes geológicos de varios forelandfold and thrustbelt:(a)Canadian Rockies (Bally et al., 1966), (b) Sur de los Apalaches (Roeder et al., 1978) (c) Occidente de Taiwan (Suppe, 1980).</i>	34
<i>Figura 6. Ejemplo en el uso del método de “La profundidad equivalente” para hallar la presión de poro de la formación.</i>	37
<i>Figura 7. Incremento de la presión con relación a la profundidad de enterramiento, donde la línea (A-B, A-B´) representa un agua pura, y la línea inferior (A-C, A-C´) representa un agua con 30% de NaCl.</i>	39
<i>Figura 8. a) Curva de descarga, b) retroceso de la velocidad en Indonesia offshore.</i>	45
<i>Figura 9. Densidad de los Shale durante la deshidratación</i>	49
<i>Figura 10. Redistribución del agua en el subsuelo. (a) Curva de Powers (1959) representa dos estados de deshidratación del subsuelo para la montmorillonita. (b) Curva tomada de Powers ajustada y reinterpretada como tres sistemas. (c) Curva del contenido del agua reflejada en porcentajes en cualquier estado de deshidratación.</i>	49
<i>Figura 11. Esquema de una idea general de una falla.</i>	52
<i>Figura 12 Tipos de fracturas generadas según el régimen de esfuerzo mínimo.</i>	53
<i>Figura 13. Periodo de relajación de esfuerzos, bloque diagrama en tres dimensiones, representación esquemática del Mohr – Coulomb y presión vs profundidad.</i>	54
<i>Figura 14. Identificación de las celdas de presión en un corte geológico</i>	56
<i>Figura 15. Identificación de las celdas de presión por medio de fallas y lineamientos en un mapa y su respectivo corte.</i>	56
<i>Figura 16. Zonas de flujo en un modelo vertical.</i>	58
<i>Figura 17. Localización del campo de estudio</i>	69
<i>Figura 18. Columna Estratigráfica Generalizada del Piedemonte Llanero Colombiano. Cuenca Llanos.</i>	71
<i>Figura 19. . Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Guadalupe.</i>	72
<i>Figura 20. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Barco.</i>	74

<i>Figura 21. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Los Cuervos.</i>	75
<i>Figura 22. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Mirador</i>	77
<i>Figura 23. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Carbonera.</i>	81
<i>Figura 24. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la base de la Formación León.</i>	82
<i>Figura 25. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Guayabo.</i>	84
<i>Figura 26. Modelo estructural y línea sísmica a lo largo de la estructura de Cupiagua. Zona del tren de estructuras aisladas apretadas.</i>	85
<i>Figura 27. Sección Esquemática Piedemonte Llanero</i>	86
<i>Figura 28. Pliegues por flexión. Fault-bend-fold.</i>	87
<i>Figura 29. . Pliegue por propagación de falla. Fault-propagation-fold.</i>	87
<i>Figura 30. Zona de Dúplex Clásico.</i>	87
<i>Figura 31. Sección sísmica donde se puede apreciar C5 (celeste) y la Falla de Yopal (rojo) y Falla Imbricación (verde)</i>	91
<i>Figura 32. Cross-plot de GR vs NPHI. En éste se pueden determinar claramente los rangos en los cuales se encuentran los tipos de litologías especificados.</i>	92
<i>Figura 33. Permeabilidad a partir de datos de porosidad en el pozo UIS 17. Track 1 porosidad, Track 2 Permeabilidad.</i>	95
<i>Figura 34. Perfil de presión. Track 1 Caliper, Track 2 Presión de poro subcompactación (Eaton) (azul), Presión de poro subcompactación + transferencia dinamica (Mann &amp; Mackenzie) (azul), peso de lodo (verde), presión hidrostática (celeste) y Track 3 Velocidad (rojo) y Velocidad normal (negro)</i>	96
<i>Figura 35. Amarre tiempo profundidad. Track 1 Gamma Ray, Track 2 coeficiente de reflexión, Track 3 traza sintética, Track 4 traza sísmica.</i>	97
<i>Figura 36. RMS utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C7 (Verde, Azul y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)</i>	98
<i>Figura 37. Intensidad de Reflexión utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C7 (Verde, Azul y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)</i>	99

<i>Figura 38. Chaos utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C6, C7 (Verde, Azul, rosada y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)</i>	100
<i>Figura 39. Ant Tracking Chaos utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C6, C7 (Verde, Azul, rosada y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)</i>	101
<i>Figura 40. Modelo estructural en el cual se ven los horizontes interpretados cortados con las superficies.</i>	102
<i>Figura 41. Modelo de grillas</i>	103
<i>Figura 42. Modelo 3D de presión de poro</i>	104

## LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 1. Rata de depositación para el campo. ....</i>	<i>94</i>
--	-----------

## RESUMEN

### METODOLOGÍA PARA LA GENERACIÓN DE MODELOS DE PRESIÓN 3D ACOPLANDO TRANSFERENCIA DINÁMICA DE FLUIDOS A LOS MÉTODOS CONVENCIONALES. APLICACIÓN AL CAMPO CUPIAGUA DEL PIEDEMONTE LLANERO

OSCAR JAVIER ACEVEDO QUINTERO

Palabras claves: Presión de poro, transferencia dinámica, Cupiagua,

Durante la perforación de pozos un factor muy importante que se debe conocer es la presión de poro, el conocimiento de estos valores va a permitir realizar un buen diseño de la ventana de lodos y los puntos de asentamiento correcto de revestidores; por lo cual se hace necesario tener una buena estimación de la presión para poder reducir costos operacionales presentados por influjos, pegas, pérdidas de lodo entre otros eventos.

Actualmente para realizar la estimación de la presión de poro muchas empresas petroleras realiza modificaciones a los métodos existentes, calculando presiones ajustadas por los eventos presentados pero no tienen en cuenta las causas generadoras de sobrepresiones. Por eso se plantea que un análisis de las causas generadoras va permitir entender los mecanismos generadores de sobrepresiones que gobierna una zona y con esto realizar una estimación más acertada.

En el objetivo de este trabajo de investigación, es generar una metodología que permita identificar las diferentes causas que generan las sobrepresiones en una zona para con esto generar modelos de presión de poro donde se tenga en cuenta nuevas causas de sobrepresión como es la transferencia dinámica que muy pocas veces es tomada en cuenta. Para validar dicha metodología se decidió realizar una aplicación en el campo Cupiagua, el cual se caracteriza por ser un campo complejo de perforar debido a la incertidumbre que se tiene en dicha estimación. En este campo fue posible identificar la subcompactación y transferencia dinámica como las principales causas, generadoras de las presiones anormales.

---

\* Trabajo de grado.

\*\* Facultad de ingenierías fisicoquímicas, Escuela de Geología. Director: German David Meza Cáceres, Codirector - Erick J. Illidge – Sait Khurama.

## ABSTRACT

“METHODOLOGY TO GENERATION OF MODEL PRESSURE 3D COUPLING DYNAMIC  
TRANSFER OF FLUID TO THE METHODS CONVENTIONAL. APPLICATION TO FIELD  
CUPIAGUA THE PIEDEMONTE LLANERO”\*

OSCAR JAVIER ACEVEDO QUINTERO

Keywords: Pore pressure, Dynamical Transfer, Cupiagua, cause of overpressure.

During drilling a very important factor that must be known is the pore pressure, knowledge of these values will allow to perform a good design of the window of mud and correct casing points of liners, so it is necessary to have a good estimation of the pressure to reduce operating costs presented by influences, stuck, mud losses and other events.

Actually for the estimation of pore pressure many oil companies make modifications to existing methods, calculating pressures that are adjusted by the presented events, but the root causes of overpressure are not considered. Therefore it is suggested that an analysis of the root causes will help to understand the generating mechanisms of overpressure that rule a specific area and this way it can be performed a more accurate estimation.

The objective of this research is to generate a methodology that allows identifying the different causes of overpressure in a specific zone towards generating pore pressure models which consider new causes of overpressure as dynamic transfer which is rarely considered. To validate this methodology was decided to undertake an application in the Cupiagua field, which is characterized as a complex field for drilling due to the uncertainty in the pore pressure subject. In this field it was possible to identify the undercompaction and the dynamic transfer as the main causes of abnormal pressures.

---

\* Project Degree.

\*\* Faculty Of Physic-Chemical Engineering; Geology School. Director: German David Meza Cáceres, Codirector: Erick J. Illidge – Sait Khurama.

## INTRODUCCIÓN

En los últimos años se ha intensificado en Colombia la producción de hidrocarburos generando por ende la necesidad de perforar nuevos pozos. Antes de la perforación de estos pozos es necesario hacer un cálculo de la presión de poro, ya que está juega un papel muy importante en la planeación y durante la perforación debido a que va tener una gran influencia en la toma de decisiones que tengan que ver con la estabilidad del pozo.

Muchas empresas del sector han visto la necesidad de mejorar la forma como se estima las presiones de poro. Por lo cual se ha venido estudiando las diferentes causas que genera las presiones anormales en los diferentes campos y con ello mejorando los métodos de estimar dichas presiones, notando que la mayoría de los métodos que calculan la presión de poro están en función de cambio de porosidades de los sedimentos la cual a su vez es una función del esfuerzo efectivo.

En ECOPETROL se tiene como objetivo aumentar la producción de hidrocarburos, en el cual la perforación de nuevos pozos exploratorios va a ser necesario. Sabiendo que la estimación de la presión de poro es un factor tan importante se plantea como objetivo diseñar una metodología que permita a ECOPETROL generar modelos de presiones el cual fuera el más robusto ya que va a tener el análisis múltiples causas de sobrepresiones donde a su vez ayudara a reducir la incertidumbre que se genera al momento de estimar las presiones de poro.

## **1. FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA**

Los registros de pozo forman una parte importante al momento de interpretar el comportamiento de la roca en profundidad, por lo cual es necesario tener un buen entendimiento de que indica cada uno de estos, por lo cual en este primer capítulo se hace una breve revisión de los registros más importantes.

### **1.1 REGISTROS ELÉCTRICOS**

Este tipo de registros permite actualizar de manera continua las características eléctricas de las formaciones, respecto a su profundidad.

Es compleja la identificación de los shales después de perforado un pozo ya que los valores tomados deben ser considerados como shales limpios, diferenciados por cualquier otro tipo de litología y de esta manera tener valores de resistividad, conductividad, tiempo de tránsito, etc., que sean representativos.

Las interpretaciones de los registros sínicos y de resistividad realizadas durante la perforación, proporcionan valiosa información acerca de las formaciones. Si bien el lodo o los recortes pueden tardar horas en circular hasta la superficie, las herramientas sínicas y de resistividad tienen un retardo respecto de la barrena de aproximadamente 30 minutos a velocidades de perforación típicas. Ambas herramientas predicen la presión de poro y el gradiente de fractura en base a un modelo geomecánico a lo largo de una trayectoria. El mejor de los dos es el sínico, ya que no está afectado por la temperatura y la salinidad de la formación. La idea principal de los registros es que el operario calibra el modelo durante la perforación, comparando las predicciones con las pruebas de fugas (tomadas después que el revestimiento se fija y se comienza a perforar) y con las presiones

de poro en zonas permeables, obtenidas utilizando las mediciones directas como MDT, RFT, entre otras (OLAYA, 2004).

**1.1.1 Registro de Resistividad** Los registros de resistividad adquiridos a pozo abierto todavía son las mediciones más comúnmente utilizadas para evaluar las saturaciones de los yacimientos y distinguir las zonas que contienen hidrocarburos de las que contienen agua.

Consiste de un dispositivo con electrodos que miden las diferencias de voltaje que se crean cuando una corriente emitida fluye hacia la formación alrededor del pozo; puede ser de varios tamaños y arreglos. Para que haya una circulación de corriente entre electrodos y formación, la sonda debe ser corrida en lodos que contengan lodo o agua conductores de electricidad.

Las arcillas y shales son impermeables aunque con altas porosidades y son uniformes a lo largo de toda la formación. Están impregnadas con aguas capilares de alta salinidad, lo que da una resistividad baja a lo largo y ancho del intervalo. Los valores oscilan entre 0.2 ohm-m hasta unos pocos ohm-m.

Las rocas compactas e impermeables (tales como la anhidrita, sal, formaciones calcáreas densas y ciertas clases de carbón) son totalmente resistivas debido al bajo contenido de agua intersticial.

Entre tanto, las rocas porosas permeables, tales como las arenas, presentan resistividades con variaciones de magnitud muy amplia, dependiendo del fluido que contengan. Las arenas pueden ser muy conductivas si el fluido es agua salada, o muy resistivas si la formación contiene grandes cantidades de petróleo o gas.

En el caso del Piedemonte Llanero Colombiano, este tipo de registro no fue utilizado para determinar la presión de poro, ya que como se menciona atrás, este es susceptible a los fluidos presentes en la formación y la salinidad, por

consiguiente, los valores obtenidos se pueden ver enmascarados por estos factores. Además, al igual que el registro sónico, este tipo de registro solo es corrido a través de las zonas de interés lo que dificulta su utilidad para nuestro objetivo.

**1.1.2 Registro de Conductividad** Algunas veces es más fácil pensar y hablar en términos de conductividad en lugar de resistividad. El factor cuantitativo principal para tomar en cuenta, es que, a una gran conductividad corresponde una pequeña resistividad.

La conductividad en rocas sedimentarias se diferencia de la conductividad en metales y de ciertos minerales metálicos por el hecho de que en las rocas sedimentarias la conducción se debe a movimiento de iones mientras en los metales se debe al movimiento de los electrones libres en la estructura.

Recíproco a la resistividad de las formaciones mediante corrientes alternas inducidas. Por ser un método electro-magnético, se usan bobinas aisladas en cambio de electrodos, para energizar las formaciones. El de inducción (conductividad) es el más exacto de los métodos de resistividad. Es especialmente ventajoso en lodos base aceite o agua dulce a diferencia del latero Log (resistivo) en lodos de agua salada. En pozos perforados con aire en lugar de lodo y en pozos perforados por percusión es el único método a medir resistividades.

De igual forma no fue utilizado para los respectivos análisis, debido a la falta de datos a través del overburden.

**1.1.3 Registro Sónico** Inventado en 1952, emite pulsos de 20 hz a medida que asciende dentro del pozo. Normalmente se registra como tiempo de tránsito en un

intervalo de un pie. Al integrar la curva de Interval Transit Time se puede construir una función tiempo vs profundidad.

Es el registro que determina cual es el tiempo de tránsito de la onda de sonido en una dirección vertical en la vecindad del pozo, es decir, es el valor recíproco de la velocidad sónica longitudinal en la formación y depende de la litología y porosidad de una formación.

Este registro se recomienda en el overburden del pozo, debido a que puede usar los siguientes factores que permitan ayudar a mejorar la estabilidad del pozo, lodo y diseños de cemento y los revestimientos.

- Presión de Poro
- Sísmica tiempo-profundidad
- Detección de gas
- Detección de fallas/fracturas
- Propiedades mecánicas de las rocas

La herramienta como tal puede mejorar la información una vez se haya sentado el revestimiento, material de la perforación, material químico del revestimiento y un sistema de lodo formulado especialmente para la formación particular perforada. (OLAYA, 2004)

**1.1.4 Perfil Sísmico Vertical (VSP)** Es similar al Check Shot con la diferencia que no se mide solamente el tiempo del primer arribo sino que se registran todas las reflexiones durante un lapso de tiempo similar al de la sísmica (2 a 5 seg). Permite conocer la geología en los alrededores incluso más allá de la profundidad final del pozo (OLAYA, 2004).

Es claro que la velocidad sísmica varía con la litología, la presión y el contenido de fluidos. Cuando se necesita una imagen sísmica detallada para evaluar el volumen de rocas del subsuelo que rodean al pozo, se requieren de Perfiles Sísmicos Verticales (VSP, en inglés). Los métodos de adquisición de VSP con cable generan datos de mayor resolución con menor nivel de ruido y proveen valiosa información para la perforación de pozos vecinos y la iniciación de pozos de drenaje a partir de un pozo piloto vertical.

Los Perfiles Sísmicos Verticales (VSP) adquiridos con cable que fueron introducidos en la década de 1950, tienen la misma configuración de fuentes y receptores que los tiros de prueba de velocidad pero arrojan mejores resultados, incluyendo imágenes del subsuelo. La generación de estas imágenes requiere más posiciones de receptores y las trazas se registran durante lapsos más prolongados para captar los datos de reflexión tardíos.

Existen rasgos geológicos importantes que pueden perderse o resultar ambiguos en las imágenes sísmicas de superficie. La alta resolución de los VSP permite a los intérpretes encontrar fallas, refinar estructuras y detectar límites estratigráficos lejos del pozo. La distancia respecto del pozo del área cuya imagen se genera, es una función de varios factores que incluyen la desviación del pozo, el buzamiento de la formación y la cobertura lateral se extiende comúnmente un 20% o más de la profundidad del pozo. Los VSP con desplazamientos múltiples de fuente utilizan un arreglo de receptores que contiene una serie de receptores ubicados a profundidades diferentes pero fijas, mientras que la posición de la fuente básicamente “se desplaza” a lo largo de una línea alejándose del pozo. Esta técnica generalmente produce imágenes sísmicas con una cobertura lateral de aproximadamente un 25% a un 50% de la profundidad del pozo (MEEHAN et al., 1993).

**1.1.5 Registro de densidad** Se utiliza principalmente como perfil de porosidad. Además para el cálculo de la presión de sobrecarga de una formación es fundamental. La medición de la densidad de la formación tiene también aplicación en la identificación de minerales, descubrimiento de gas, determinación de la densidad de hidrocarburos, evaluación de arenas arcillosas y litologías complejas. Errores en la interpretación en las presiones estimadas mediante este método se deben a la influencia de shales contaminados como shales calcáreos, shales limolíticos o shales arenosos.

## **1.2 PRUEBAS DE PRESIÓN DE FORMACIÓN**

Una manera directa de obtener información sobre la presión de poro de una formación, es por medio de las pruebas directas de formación, por esta razón, se han desarrollado varias herramientas que permiten evaluar varias propiedades en el yacimiento entre estas la presión de poro. Estas herramientas se caracterizan por arrojar valores muy confiables, pero solo suelen aplicarse a reservorios y litologías tipo arenas.

**1.2.1 Probador Modular de la Dinámica de la Formación (MDT)** Esta es una herramienta desarrollada para la obtención de muestras de fluidos, pero posee un aspecto importante, tal como la medición de las presiones de formación en pozos abiertos

Las pruebas de formación que se efectúan a través de la columna de perforación, se utilizan para medir la capacidad productiva, la presión, la permeabilidad y la extensión de un yacimiento, implican el aislamiento de la zona de interés con empacadores temporales. Cuando estos dispositivos quedan estáticos durante la operación se puede correr el riesgo de que se quede atascado en zonas sobrepresionadas del pozo (SCHLUMBERGER 2002).

**1.2.2 Multiprobador de Formaciones (RFT)** La herramienta RFT, es aplicable a pozos entubados, se perfora el revestimiento con una carga explosiva hueca (premoldeada). Pero tiene una limitante, pues no se puede controlar la longitud del disparo, sin arrojar detalles del revestidor, tales como cementación, la presión y la litología de la formación. Una de las facultades de este probador, es que se pueden obtener varios datos de presión de buena calidad, mientras que en el muestreo de fluidos este no es tan bueno, ya que no existe un control de medición de las propiedades de los fluidos antes del muestreo, ni tampoco de la caída de presión cuando se abre la válvula (BURGESS et., al. 2002).

**1.2.3 Probador de la Dinámica de la Formación de Pozo Entubado (CHDT)** Esta se convierte en una herramienta que posee varias aplicaciones y facultades, tales como, pruebas de formación a través del revestimiento, capaz de medir múltiples datos de presión de formación, obtener muestras de fluidos de alta calidad, restablecer la integridad del revestimiento y taponar los orificios de prueba en un solo viaje. Sobresale, de las herramientas anteriores, ya que puede evaluar hasta seis zonas en una sola corrida (BURGESS et., al. 2002).

### **1.3 MÉTODO SÍSMICO**

En el método sísmico se utiliza una fuente de energía impulsiva o vibratoria para generar las ondas elásticas que se propagan hacia el subsuelo pasando por capas de rocas que poseen propiedades físicas y litológicas de interés. Las ondas experimentan una partición de energía cada vez que encuentran a su paso una interfaz entre dos capas con velocidades y densidades diferentes; una parte de la energía se transmite y otra se refleja. La energía que se refleja forma el campo de ondas que contiene información de las amplitudes, longitudes de onda, fases y tiempos dobles de los reflectores del subsuelo. Cuando estos campos de onda

llegan a la superficie son captados por instrumentos de escucha llamados en general geófonos y esta información se almacena en forma digital en cintas o discos duros en los equipos de registro del sismógrafo o “casablanca” (Herrera *et al.* 2010). La adquisición sísmica superficial ocurre en una gran variedad de áreas desérticas a congeladas, en las selvas o ciudades, en el que cada área de estudio necesita un diseño específico (Bacon *et al.* 2010). La fuente más favorable para la adquisición sísmica es el vibrado debido a que este es una fuente más controlable y causa poco impacto en el ambiente.

**1.3.1 Historia de los atributos** Los atributos comienza en 1963, con la introducción del registro digital de datos sísmicos y fue rápidamente aceptada que 1975 la mayoría de los registros eran en formato digital (Barnes A. 2001).

Ellos se animaron con la idea de que la atenuaciones anómalas en las señales sísmicas que pasaban a través de un reservorio de gas puede ser detectado con shift de baja frecuencia. Este efecto es el célebre "sombra de baja frecuencia." Entre 1950 y 1960 los investigadores en búsqueda de estos cambios de frecuencia le dieron un color correspondiente en el que Balch (1971) fue el primero en publicar resultados con respecto a los “sonogramas” usando un banco de filtros que cuantificar la variación en el tiempo de las frecuencia promedio de los datos apilados. El trabajo de Balch's fue seguido de cerca por Nigel Anstey innovando el estudio de los atributos sísmicos publicando dos reportes internos en Seiscom Delta y presentando en 1973 SEG annual meeting. Su principal atributo fue medido en las amplitudes al que el llamo "reflection strength", el cual fue desarrollado por el análisis de puntos brillantes. Antsey tambien invento la polaridad aparente y la diferencia de frecuencia, mostro las velocidades intervalo, frecuencia, cross dip y atributos de coherencia apilado (Barnes A. 2001). Delta 1975, populariza sus ideas debido a que introduce un marco matemático para el cálculo de atributos y deja atrás los métodos empíricos. En 1976, con el boom de la exploración por medio sísmico debido a la crisis energética de 1970 se hace una

combinación de dinero, ciencia y color, hicieron que los atributos se hicieran irresistibles y la interpretación mejoro.

Taner and Sheriff introducen cinco atributos: amplitud instantánea, fase instantánea, polaridad instantánea, frecuencia instantánea y frecuencia media ponderada. La amplitud instantánea es modelada después la intensidad de reflexión y así es que adopta este nombre. La polaridad instantánea igualmente es seguida del diseño de Anstey's. Para estos dos atributos solo se le da un sentido matemático. En los 80's, proliferaron muchos atributos tales como: zero-crossing frequency, perigram, coseno de la fase, dominios de frecuencia, amplitud promedio, homogeneidad y muchos otros, pero muchos de estos atributos carecían de significado geológico claro. A finales de 1980's y principios de 1990's se introducen los atributos de horizontes, atributos de intervalos y atributos extraídos a lo largo de un horizonte desde un volumen. Los atributos de intervalos son usualmente calculados estadísticamente en un intervalo. Además también se dio en un avance en el análisis de múltiples atributos por medio de los cross-plotting los cuales fueron luego a mediados de los noventa las redes neuronales dieron un gran avance a estos análisis. (Barnes A. 2001)

**1.3.2 Clasificación de atributos** Según M. Turhan Taner, (2001) los atributos se pueden clasificar desde un prestack o poststack, antes o después de la migración en tiempo, por esto los atributos pueden clasificarse de diferente forma donde este autor presenta la siguiente:

#### **1.3.2.1 Pre-Stack Attributes**

Los datos de entrada son CDP o imagen gather traces. Por su gran cantidad de datos generados no es una información aconsejable para utilizar en un estudio inicial pero si genera información que está directamente relacionada con el contenido de fluidos y orientación de fracturas. AVO, velocidad y variación azimutal de todos los atributos son incluidos en esta clase.

### **1.3.2.2 Atributos Post-stack**

El apilado es el proceso de promediar con el cual se eliminan offset y la información relacionada con el azimut. El dato de entrada puede ser los CDP apilados o migrados. Cuando la migración es en tiempo, los datos van a mantener las relaciones de tiempo, por lo tanto las variables temporales, tales como la frecuencia las cuales van a conservar sus dimensiones físicas. Para las migraciones en profundidad la frecuencia es remplazada por el número de onda, la cual es función de la velocidad de propagación y frecuencia.

## 2. GENERALIDADES DE PRESIÓN DE PORO

La presión de poro, la cual también es llamada presión de formación o presión de los fluidos es igual a la presión hidrostática, cuando los fluidos en los poros soportan el peso de los fluidos suprayacentes y el peso de fluidos de los poros y el peso de los fluidos de los poros es desplazado por la matriz de la roca; donde la presión hidrostática ( $P_H$ ) en psi está dada por:

$$P_H = 1.42 < \rho_w > z \quad (1)$$

Donde  $z$  es la profundidad vertical verdadera seguida de la tabla del nivel del mar o la tabla de agua en metros,  $\rho_w$  es la densidad promedio de la salmuera en los sedimentos suprayacentes ( $\text{g/cm}^3$ ), donde 1.42 es un valor adimensional para conversión de unidades.

### 2.1 PRESIÓN LITOSTÁTICA

Cuando no se tiene ningún esfuerzo compresivo en las rocas, teóricamente la máxima presión de poro es la presión litostática, que algunos la conocen como presión de sobrecarga, si la presión de los fluidos alcanzan la presión litostática, ellos soportan todo el peso de los sedimentos suprayacentes. La presión litostática o presión de sobrecarga ( $P_L$ ) en psi está dada por:

$$P_L = 1.42 < \rho_{sed} > z \quad (2)$$

Donde  $< \rho_{sed} >$  es la densidad promedio de los sedimentos de suprayacentes en  $\text{g/cm}^3$  (Mann D. & Mackenzie A., 1990).

### 2.2 SOBREPRESIONES

Una roca se dice que esta sobrepresionada cuando la presión de poro es significativamente más grande que la presión hidrostática. La diferencia entre la

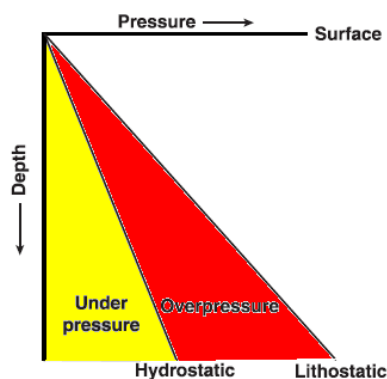
presión de poro y la presión hidrostática es llamada sobrepresión. Esta se puede dar en rocas donde el fluido de los poros soporta parte del peso de los granos suprayacentes, Figura 1. (Mann D. & Mackenzie A., 1990).

## 2.3 CAUSAS GENERADORAS DE SOBREPRESIÓN

Por medio de la revisión bibliográfica hecha durante el desarrollo del proyecto se identificaron cuatro grupos principales generadores de sobrepresiones: esfuerzos mecánicos, expansión termal de fluidos, diagénesis de la roca y transferencia dinámica

**2.3.1 Esfuerzos Mecánicos:** En las cuencas terciarias dominadas por arena y shale, el peso del esfuerzo de sobre carga ( $S_v$ ) contribuye a una sobrepresión por un pobre drenado en los intervalos de shale de baja permeabilidad (Grauls, 1999) a lo cual se le da el nombre de desequilibrio en la compactación o subcompactación. Por otra parte se tiene que la contribución de los esfuerzos tectónicos del presente puede ser una posible causa de sobrepresión (Grauls, 1999), típicamente este tipo de sobrepresiones están asociados con actividad tectónica de límites de placas convergente y relacionado a zonas de orogenia (Neuzil, 1995).

Figura 1. Diagrama donde se puede observar los rangos de sobrepresión



Tomado de Swarbrick, R.E. &M.J. Osborne, 1998, Mechanisms that Generate Abnormal Pressures: an Overview

**2.3.1.1 Desequilibrio En Compactación:** El desequilibrio en compactación (o subcompactación) se da por un rápido enterramiento de sedimentos los cuales no permiten que los fluidos de los poros se disipen durante la compactación (Gaarenstroom et al, 1993), con el incremento de la profundidad la porosidad y permeabilidad de las lodolitas decrecen y sus capacidades de sello aumentan, lo también cual dificulta el flujo de fluidos (Zhang S W et al, 2009). La subcompactación generalmente ocurre en cuencas del Cenozoico con alta subsidencia o sedimentación (Zhang S W et al, 2009). Geológicamente se tiene estas sobrepresiones pueden ser reconocidas por una alta porosidad en profundidad. La porosidad puede ser considerada como función del esfuerzo de sobrecarga y el esfuerzo efectivo (Swarbrick & Osborne, 1998), esperándose que se pueda ver reflejado la profundidad a la cual la compactación cesa (Yassir & Bell, 1996) Figura 2 caso A. El principio del esfuerzo efectivo puede ser usado para detectar a la profundidad a la cual la compactación de los sedimentos ha cesado (Yassir & Bell, 1996). El esfuerzo efectivo según Bowers “Se congela” en el tiempo, lo cual hace que la velocidad se vea fija, teniendo que en una gráfica de velocidad vs profundidad, la velocidad se ve como una meseta a lo cual Bowers le da el nombre de “curva virgen” Figura 3.

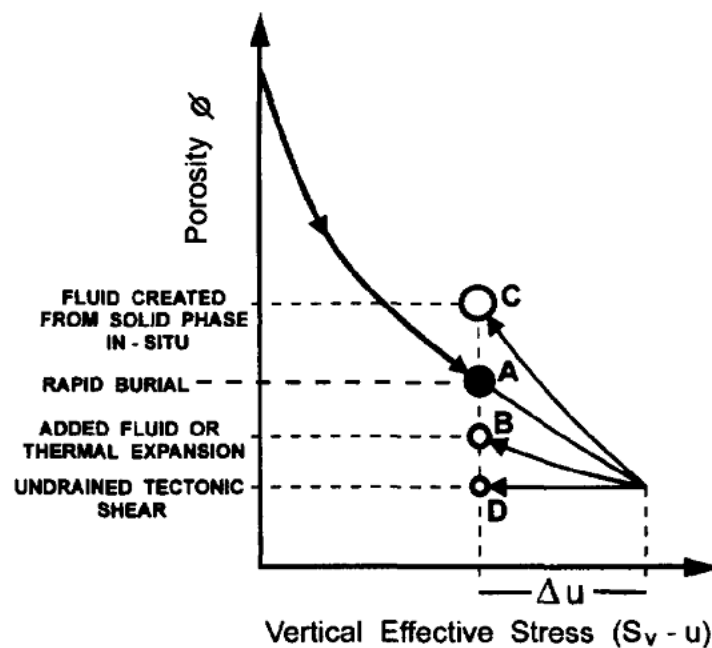
El desequilibrio en la compactación comienza normalmente entre 1 y 2 Km (3.300 – 6.600 ft) en donde empieza la retención de los fluidos, a continuación hay un aumento de la presión quedando cerca del gradiente de presión litostática y continuando paralela a este; la profundidad a la cual ocurre esta retención de los fluidos es dependiente de la rata de sedimentación y la razón a la cual la permeabilidad se reduce durante la compactación (Swarbrick & Osborne, 1998).

Terzaghi en 1923 cita evidencias de laboratorio para el desequilibrio en compactación, las estimaciones anómalas de alta porosidad en shale de baja permeabilidad, el concepto es explicable por unas perforaciones hechas en una placa de metal separada por resortes metálicos y agua encerradas en un tubo

cilíndrico. Los resortes simulan la comunicación entre las partículas de arcillas y las placas simulan las partículas de arcilla. El nanómetro es usado para registrar la presión del fluido. Tras la aplicación de la presión a la placa más superior, la altura entre los resortes permanece sin cambios siempre y cuando el agua no haya escapado del sistema, si en un estado inicial la presión es aplicada esta soportada en su totalidad por la presión igual y opuesta del agua (Hottmann & Jhonson 1965) **Figura 4.**

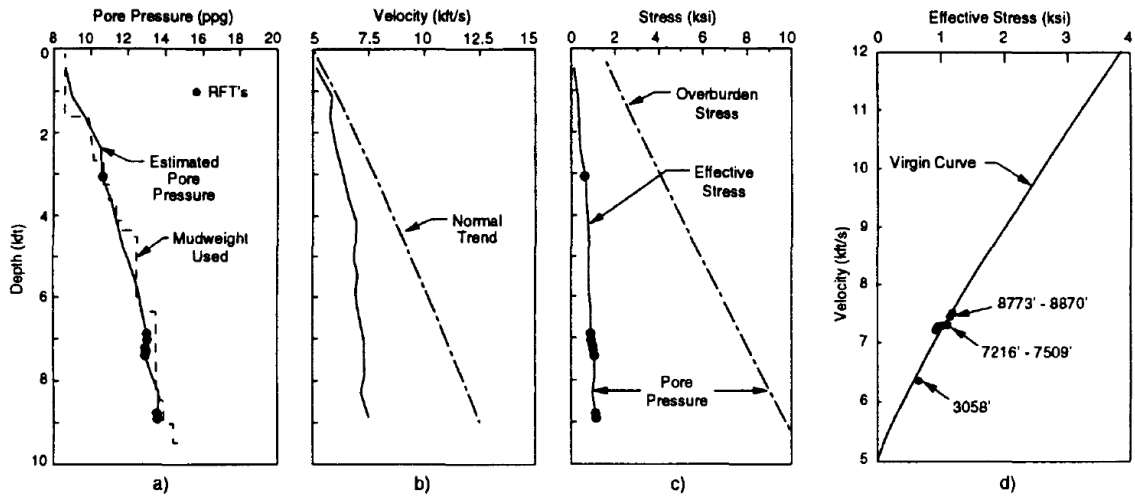
**2.3.1.2 Esfuerzos Laterales** La sobrepresiones debido a esfuerzos laterales esta reportada en las principales zonas de fallas (Swarbrick & Osborne 1998), donde unas pistas para reconocer zonas de sobrepresiones debido a esta causa son: rocas de edad Cámbrica, y en algunos casos presiones de poro por encima del esfuerzo litostático (Byerlee, 1990).

Figura 2. Ilustración esquemática de la variación de la porosidad con los diferentes mecanismos de sobrepresión.



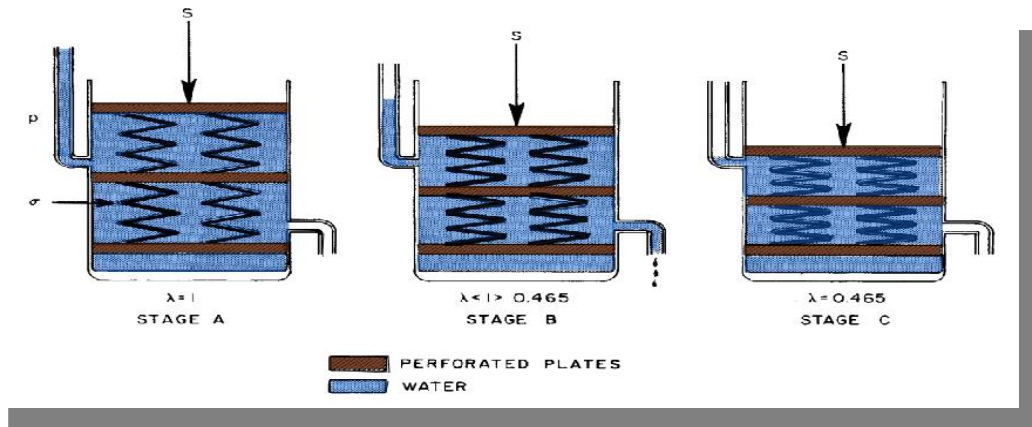
Tomado de Yassir N.A. & Bell J.S., Abnormally High Fluid Pressures and Associated Porosities and Stress Regimes in Sedimentary Basins.

Figura 3. Sobrepresión por Subcompactación Golfo de Mexico.



Tomado de Bowers G 1995. **Pore Pressure Estimation From Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms Besides Undercompaction.**

Figura 4 Esquema representativo de la compactación de los Shale.



Tomado de Hottmann & Jhonson, 1965. **Estimation of Formation Pressures from Log-Derived Shale Properties.**

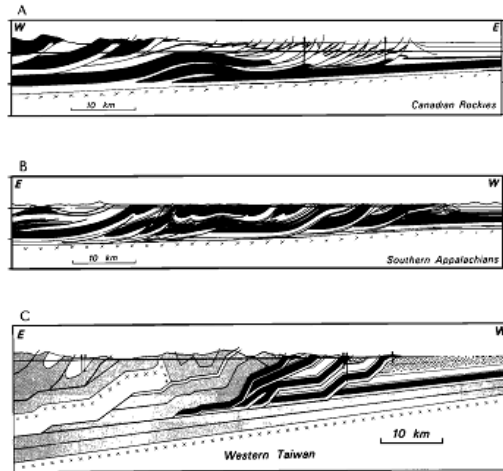
**2.3.1.2.1 Fallas Rumbo deslizante** La falla de San Andreas es un caso típico de una falla rumbo deslizante en la cual tiene unas zonas de sobrepresión, pero

en la cual el componente compresivo es el que genera las sobrepresiones (Berry, 1973).

**2.3.1.2.2 Fallamiento Inverso** Este tipo de sobrepresiones se encuentra principalmente en pliegues, fallamiento inverso y prismas o en cuñas de acreción sedimentarias donde compresión horizontal junto con la carga y debajo de las placas, causado por la subducción (Swarbrick & Osborne 1998; Davis et al., 1983; Neuzil, 1995; Platt, 1990). Las cuales son causadas por un esfuerzo horizontal de origen tectónico, donde el esfuerzo principal  $S_1$  es horizontal mientras que el esfuerzo mínimo  $S_3$  es vertical igual  $S_{ZZ}$  (Hubbert & Rubey, 1959).

Las consideraciones previas que se deben tener en cuenta son: 1) Las presiones por causa de los esfuerzos tectónicos que actúan en dirección horizontal para incrementar la compactación de la formación. 2) Bajo un buen sello, las sobrepresiones se incrementa por el resultando de los esfuerzos tectónicos, las cuales pueden maximizarlos haciendo que lleguen a detener el esfuerzo tectónico que actúa sobre los sedimentos. 3) Los esfuerzos tectónicos causan compensación en el efecto de compactación de las formaciones subyacentes (Xiaorong *et al.* 2006). A demás de estas consideraciones previas también se tiene varias bases teóricas exitosas que son propias de este mecanismos, Chapple 1978, enfatiza que 1) fold and thrust belts y las cuñas de acreción exhiben: una superficie basal de detachmen o decollment por debajo del cual existe muy poca deformación, y está buzando hacia el interior de la montaña; 2) Una gran compresión horizontal en el materia por encima del decollement; y 3) Una característica forma de cuña del material deformado (Davis *et al.*, 1983) **Figura 5.**

Figura 5. Cortes geológicos de varios forelandfold and thrustbelt:(a)Canadian Rockies (Bally et al., 1966), (b) Sur de los Apalaches (Roeder et al., 1978) (c) Occidente de Taiwan (Suppe, 1980).



Tomado de **Mechanic of Fold and Thrust Belts and Accretionary Wedges.**

Cuando se tiene una roca que es fácilmente compresible de gran porosidad y baja permeabilidad, inicialmente rellena con agua a presión hidrostática normal, donde se tiene una carga impuesta de repente, el agua, debido a su lentitud para salir, genera una sobrepresión a medida que aumenta la fuerza que se le está aplicando. A continuación, el agua puede ser expulsa gradualmente, y la roca se compacta hasta alcanzar un nuevo equilibrio. La magnitud a la cual la presión  $p$  puede alcanzar el límite superior  $p=S_{zz}$  corresponde al  $\lambda=1$  (donde  $\lambda= p/S$ ); pero para que este límite pueda ser alcanzado o acercarse va a depender de unas tasas relativas de dos procesos opuestos: La tasa de deformación y la tasa a la cual se pueden disipar los fluidos (leakage) (Hubbert and Rubey, 1959).

Donde se aprecian cuñas de acreción se ha encontrado durante las perforaciones que las presiones de los fluidos están igualando la presión que ejerce la carga litostática (Davis *et al.*, 1983), venas y fracturas hidráulicas en los núcleos de perforación y exposición de onlap (Platt, 1990), además de las cuñas de acreción estas altas sobrepresiones se pueden lograr en zonas que ha sufrido inversión

tectónica (Gaarenstroom *et al.* 1993). En zonas donde existe un plegamiento de tipo anticlinal se puede generar las sobrepresiones por una fácil erosión de la carga estratigráfica, como es el caso de los anticlinales de Chuhuangkeng y Pakuali (Suppe, *et al.* 1977).

**2.3.1.3 Estimación de la Presión:** Este es uno de los mecanismos más estudiados en el cual se han desarrollado diferentes fórmulas a través del tiempo. El trabajo para la estimación de la presión de poro comienza con Terzagui en el cual el esfuerzo de sobrecarga  $S$  es soportado por la presión de fluidos  $p$  y el esfuerzo que soportan los granos  $\sigma$  donde (Hottmann & Johnson):

$$\sigma = S_{(zz)} - p \quad (3)$$

Donde  $S = \rho g Z$  siendo  $\rho$  la densidad de la roca  $g$  la aceleración de la gravedad y  $Z$  es la profundidad de enterramiento.

Los mejores métodos utilizados en la predicción de la presión de poro usado por el personal de perforación son el método de Hottman & Johnson, Profundidad Equivalente y el Método de Eaton, donde estos métodos o la variaciones de estos son empleados por la mayoría de las compañías de servicios (Yoshida C. *et al.* 1996). En 1965 Hottmann & Johnson introducen un método gráfico donde por medio de correlaciones de registros sínicos y de resistividad, los cuales están en función de la porosidad, teniendo como premisa que la porosidad bajo condiciones normales decrece con la profundidad (Yoshida C. *et al.* 1996). Donde en el registro sínico a medida que aumenta la profundidad la velocidad aumenta lo cual genera una tendencia normal, entonces para notar un cambio en la presión se puede ver una desviación de los datos en esta curva. Para el registro de resistividad se nota que las zonas sobrepresionadas decrece la resistividad de los shale. Las profundidades someras donde los sedimentos mantienen las mismas propiedades de la roca, como los sedimentos más profundos, en la sección de presiones anormales son llamadas "Profundidades Equivalentes" (Yoshida C. *et al.* 1996).

Una vez determinada las profundidades equivalentes de deposición, el esfuerzo efectivo vertical es calculado por medio de la ecuación (4):

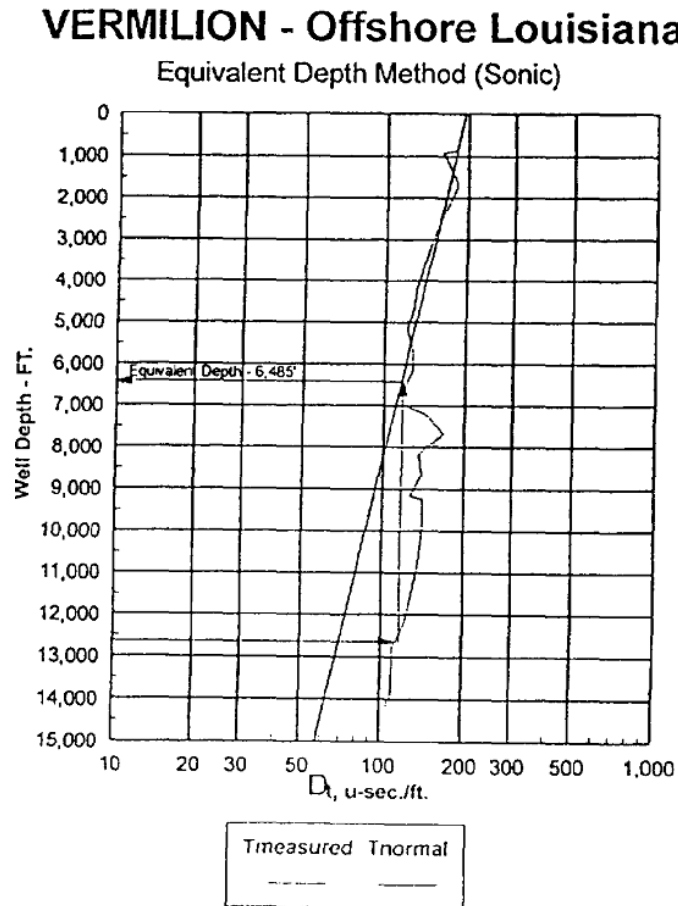
$$\sigma_v = 0.535 \left( \frac{psi}{ft} \right) * Z \quad (4)$$

El esfuerzo efectivo en la parte más profunda, formaciones con presiones anormales, es el mismo como el esfuerzo efectivo en la “Profundidad Equivalente”, porque el esfuerzo de sobrecarga es soportado por los fluidos de los poros, y no por la matriz de la roca. La presión de fluido es por lo tanto calculada por la diferencia entre la presión actual de sobre carga, en la profundidad actual de interés, y el esfuerzo efectivo existente en la “Profundidad Equivalente” de la depositación (Ecuación 5) (Yoshida C. et al. 1996).

$$p = S - \sigma_{v@} \quad (5)$$

Donde  $\sigma_{v@}$  es el esfuerzo efectivo a la profundidad equivalente de la depositación. En este método se toman los datos directos de los registros y se grafican en función de la profundidad en un papel semi-log, lo cual ayuda a evitar la dispersión, esta grafica va arrojar una línea de tendencia, donde el punto que se empieza a desviar de esta curva va a corresponder al inicio de la sobrepresiones, a “profundidad equivalente” de depositación se puede determinar proyectando una línea vertical partiendo del valor leído del registro en la sección de presión anormal, hasta tocar la línea normal como se muestra en la **Figura 6**.

Figura 6. Ejemplo en el uso del método de “La profundidad equivalente” para hallar la presión de poro de la formación.



Tomado de: Yoshida C. et al. 1996, **An Investigative Study of Recent Technologies Used for Prediction, Detection, and Evaluation of Abnormal Formation Pressure and Fracture Pressure and in North and South America**

Eaton 1975 toma estas correlaciones para desarrollar sus fórmulas de predicción de la presión donde toma como datos de entrada la resistividad y el tiempo de tránsito de los shale, desarrollando cuatro fórmulas que se enumeran a continuación:

$$\frac{p}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \frac{S}{Z} - \left( \frac{p}{Z} \right)_n \right] \left( \frac{V_o}{V_n} \right)^{1.20} \quad (6)$$

$$\frac{p}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \frac{S}{Z} - \left( \frac{p}{Z} \right)_n \right] \left( \frac{C_n}{C_o} \right)^{1.20} \quad (7)$$

$$\frac{p}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \frac{S}{Z} - \left( \frac{p}{Z} \right)_n \right] \left( \frac{dc_o}{dc_n} \right)^{1.20} \quad (8)$$

$$\frac{p}{Z} = \frac{S}{Z} - \left[ \frac{S}{Z} - \left( \frac{p}{Z} \right)_n \right] \left( \frac{\Delta t_n}{\Delta t_o} \right)^{3.0} \quad (9)$$

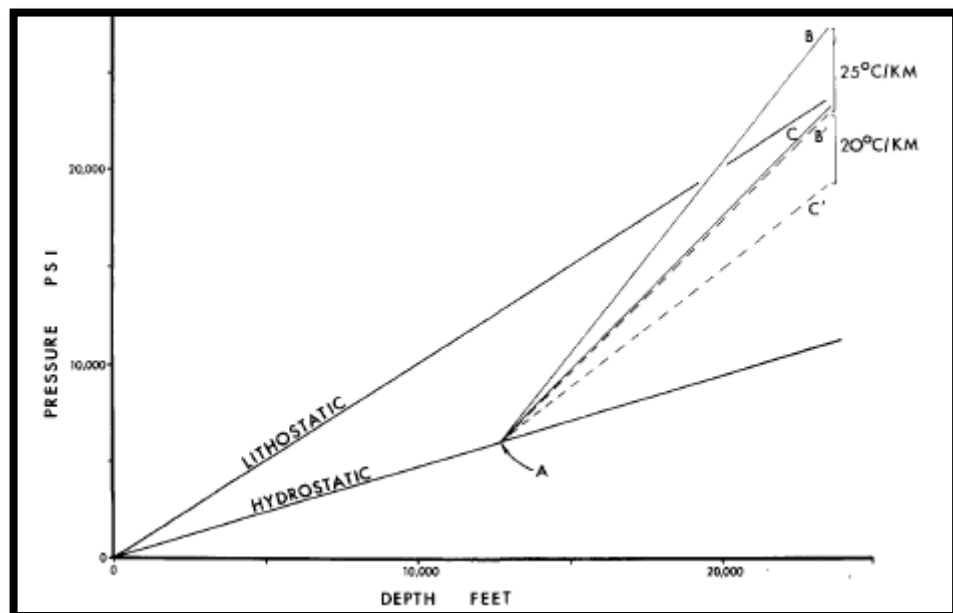
Donde  $R_o$  significa resistividad observada en shale y  $R_n$  es la resistividad en el tren normal de compactación;  $C$  corresponde a registros de conductividad,  $dc$  corresponde a valores del exponente  $d$  corregido y  $\Delta t$ .

**2.3.2 Esfuerzos Termal** En términos básicos la expansión termal de los fluidos, es la expansión de los fluidos en los poros, causado por un incremento en la temperatura (Barker 1972).

**2.3.2.1 Expansión termal de los fluidos** Teniendo presente que el agua y el aceite son relativamente incompresibles, notando que para un aumento de temperatura la presión del volumen aislado va aumentar más en un sistema cerrado que en un sistema abierto. Si el confinamiento ocurre la profundidad  $D1$  y  $T1$  (punto A) y el sistema es enterrado a una profundidad  $D2$  con su respectiva temperatura  $T2$  para este caso aumenta  $50^\circ\text{C}$ , la presión normal para este aumento sería de 6000 psi. Pero la temperatura aumenta la presión en este sistema aislado a 10.400 psi. Esto corresponde a una profundidad de 3500 ft para un gradiente geotermal  $25^\circ\text{C}/\text{km}$ . **Figura 7**, teniendo presente que estos procesos son función de la porosidad y permeabilidad (Hedberg H., 1974) (Gaarenstroom L. et al. 1993). A lo anteriormente dicho se le puede sumar al efecto que causa la compactación y la rata de depositación en la generación de sobrepresiones teniendo presente que a mayor cantidad de fluido atrapado mayor va a ser las presiones encontradas (Luo y Vasseur 1992). El coeficiente de compactación fue analizado por Magara (1975) donde este es una función ambiente de depositación, la velocidad, y la composición y propiedades de los sedimentos. Este autor hace

referencia a la tasa de deposición de las capas superiores de sedimentos. La velocidad de enteramiento principalmente refleja la influencia del tiempo: durante un periodo de tiempo, es más grande la tasa de enteramiento, el mayor volumen de fluidos puede ser expedito. Como un resultado, el potencial de presiones anormales incrementa.

Figura 7. Incremento de la presión con relación a la profundidad de enterramiento, donde la línea (A-B, A-B') representa un agua pura, y la línea inferior (A-C, A-C') representa un agua con 30% de NaCl.



Tomado de Barker Colin, 1972, **Aquathermal Pressuring—Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones**

**2.3.2.2 Generación de Hidrocarburos** La materia orgánica durante la historia de deposición es descompuesta por procesos bioquímicos y termoquímicos. En profundidades someras la materia orgánica es atacada por bacterias aeróbicas, cuando estas profundidades se incrementan la profundidad estas bacterias son remplazadas por bacterias anaeróbicas, y con un mayor incremento del enterramiento estos procesos ya no son biogénicos sino

termogénicos (Hedberg H. 1974). Cuando los procesos termogénicos empiezan a actuar es posible determinar un índice de maduración (TTI) valores que se pueden correlacionar con un régimen de termal, correspondiente a la generación y preservación de hidrocarburos en las formaciones. (Waples D., 1980).

**2.3.2.3 Cracking de Kerogeno a Aceite** El Kerogeno es una sustancia desordenada y macromolecular, donde según sea la procedencia de la materia orgánica va a ser el tipo de kerogeno obtenido, y a su vez este se traduce en la cantidad de volumen que se puede encontrar luego de que se transforma entre un 10 – 20% de kerogeno a hidrocarburos, siendo esta la cantidad que se encuentra frecuentemente en la roca fuente, pudiendo desintegrar el kerogeno dentro de un complejo de moléculas independientes (duRouchet 1981) (Ungereret al. 1981). Para identificar el momento en el que el Kerogeno empieza a generar aceite y este a su vez a sobrepresionarse Spencer 1987 enumera algunas características que debe tener estas formaciones, tales como: un Ro por encima 0.8% o más, temperaturas de fondo superiores a los 93 °C, zonas aisladas con buen sello, los reservorios raramente contienen agua, este hidrocarburo se encuentra en una fase fluida. Además cuando el hidrocarburo es generado en la roca fuente y este sobrepasa el esfuerzo mínimo este tiende a fracturar la roca en tres direcciones, empezando a fluir por estas zonas (du Rouchet 1981) (Márquez X.& MountjoyE. 1996).

**2.3.2.4 Cracking de Aceite a Gas.** El paso de aceite a gas se da en una generación secundaria, donde se ha sobrepasado la ventana generadora de aceite entrando a la generación de gas, en el cual se pueden tener valores de Ro superiores a 2.0%, diferenciándolo del metano biogénico por la relación de los isotopos de Carbono, notando que el metano biogenico tiene una relación más alta del isotopo ligero ( $^{12}\text{C}$ ), para el isotopo termogénico la relación es más alta en el carbono pesado  $^{13}\text{C}$ , sin embargo esto es alterado por la posible fuente de materia organica (Hedberg H. 1974)(Gaarenstroom L. et al. 1993).

La conversión de aceite a gas involucran una redistribución de hidrogeno, para dar un producto rico en hidrogeno o un producto pobre en hidrogeno (Barker, 1979).

**2.3.2.5 Estimaciones de las Sobrepresiones** Como se comento anteriormente para que se de una sobrepresión por este mecanismo se necesita que sea un sistema aislado donde las presiones no escapen y se estabilicen con la presión hidrostática, para tal caso, Buhring C. 1989, analizando los tipos de sistemas cuantifico la disipación que podía presentar, a lo cual llamo: “grado de presión disipada, una eficacia lateral de drenaje (LDEF)” y es introducido como:

$$LDEF = \left( \frac{1 - \Delta P_w}{0.68 Z_w} \right) * 100 \quad (10)$$

Con:  $\Delta P_w$  como la profundidad en el acuífero sobrepresionado (psia),  $Z_w$ , profundidad del acuífero.

Cuando los valores de LDEF son entre 90 y 100% se denomina que el sistema es abierto, para valores entre 15 – 90% se denomina sistema limitado, y para valores que estén en los rangos de -15 – 15% se considera que el sistema es cerrado, cuando se tiene valores menores al -15% se denomina que el sistema cerrado con presión de drenaje de áreas maduras de gas (Buhring C. 1989).

La presión puede ser medida por mecanismos directos tales comolas pruebas RFT ó FMT (RepeatFormationTester y Formation micro Tester), al comparar estos datos con los datos de LOT (Leak off Tets) se tiene que son menores ya que el

LOT mide un valor igual o superior al esfuerzo mínimo o por métodos indirectos como los que se mencionaran a continuación.

El gradiente geotermal está definido como el incremento de la temperatura con la superficie, definido como:

$$G = \left[ \frac{T_{f2} - T_{f1}}{D_2 - D_1} \right] \quad (11)$$

para cualquier área el valor del gradiente geotermal es considerado como constante. Cuando se tiene unas presiones normales el gradiente geotermal es constante, cuando se tienen gradientes geotermiales más altos que los normales se presentan presiones anormales. (Lewis and Rose, 1970). Con un mayor contenido de agua en las formaciones de baja compactación hace que se cause un gradiente geotermal más alto (Wilson G. *et al.* 1973).

Wilson G. *et al.* 1973 propone que por medio de un factor de gradiente el cual corresponde a un delta de temperatura que es obtenida de la temperatura medida, y el gradiente normal de temperatura el cual se puede ver en la siguiente ecuación:

$$GF = \frac{\Delta T}{G_n} \quad (12)$$

este gradiente va a tener una fluctuaciones y para valores negativos en tal caso se va a utilizar el valor de cero, cuando lo valores del factor de gradiente son superiores a 2.0 se dice que son zonas de transición.

El gradiente de presión también puede ser estimado cuantitativamente por la línea más grande de flujo de temperatura, o computando el flujo de línea de temperatura anormal con el flujo de línea de temperatura normal, obteniendo un gradiente alto donde se conoce un gradiente normal esta relación se conoce como:

$$GR = \frac{\Delta T_a}{\Delta T_n} \quad (13)$$

En general, una gran relación de gradiente es un gran incremento en la presión sobre el gradiente de presión normal.

Meissner F., 1978, hace un análisis de los registros petrofísicos para la identificación de zonas sobrepresionadas por generación de hidrocarburos encontrando lo siguiente:

- Registro Sónico y Resistivo: Identifica la maduración de la roca fuente y las formaciones con fluidos sobrepresionados.
- Anomalías altas de GR
- Anomalías bajas pero altamente variables, y baja velocidad sónica (alto tiempo de tránsito)
- Además una muy alta o muy baja resistividad.
- El efecto de maduración y posterior generación de hidrocarburos causa una alta resistividad, contrario a las bajas resistividad que presenta las zonas sobrepresionadas propuestas por Hottman & Johnson.
- Los registros muestran dos tendencias, es más fácil de observarlas en el registro de resistividad que en el sónico, una se plantea como somera y la otra como profunda.
- En la parte de control, se muestra el círculo de Mohr donde a mayor presión de los fluidos el círculo tiende a disminuir el esfuerzo efectivo, lo cual hace que se corra hacia un menor esfuerzo normal, tendiendo a tocar más fácil la envolvente de falla.

Barker (1990) plantea que para un sistema abierto, la presión va permanecer hidrostática, y el volumen del gas va a ajustarse manteniendo la presión. Sin embargo en un sistema efectivamente aislado donde el volumen permanece constante, cuando la presión que se desarrolló por el gas puede ser mucho más alta que la presión hidrostática, la presión generada en este caso puede ser calculada con los siguientes pasos o caminos:

1 calcular el volumen del gas a STP ( $V_g$ )

(a) Volumen generado por el cracking del gas

(b) Decrecimiento por la cantidad que va en la solución

2 Calcular el volumen disponible para gas ( $v$ )

(a) Desde el decrecimiento en el volumen del gas

(b) Reducción por el volumen por los residuos carbónaceos formados

3 Calculo final de la presión usando  $V_g$ ,  $V$ , temperatura final y el valor de la compresibilidad.

En 1995 Bowers, por medio de una revisión al trabajo de Hottman & Johnson y Eaton, pudo observar que las zonas donde los esfuerzos termales tenían dos tendencias de curva, una normal la cual estaba regida principalmente por la subcompactación y otra curva llamada “curva de descarga” **Figura 8a**. Esta curva se da por un aumento en la presión de poro por encima del esfuerzo efectivo, haciendo que la presión del fluido sea la que soporte en su gran mayoría el esfuerzo vertical efectivo, notándose que la velocidad en este punto tiende a retroceder **Figura 8b**.

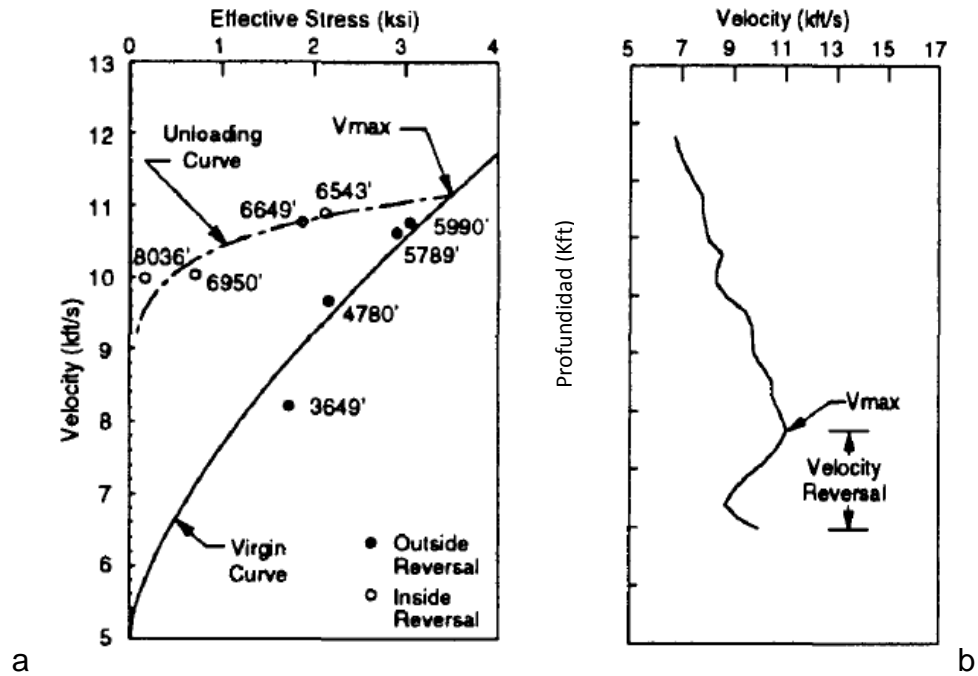
Bowers por medio de una relación empírica determina una fórmula para el cálculo de esfuerzo efectivo, la cual está definida por la siguiente ecuación:

$$v = 5000 + A \left[ \sigma_{max} (\sigma / \sigma_{max})^{(1/U)} \right]^B \quad (14)$$

Donde A, U y B son parámetros de calibración y

$$\sigma_{max} = \left( \frac{v_{max} - 5000}{A} \right)^{1/B} \quad (15)$$

Figura 8. a) Curva de descarga, b) retroceso de la velocidad en Indonesia offshore.



Tomado de Bowers Gleen, 1995, **Pore Pressure Estimation From Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms Besides Undercompaction**

**2.3.3 Diagénesis De La Roca** La diagénesis de las rocas como un mecanismo generador de sobrepresiones es un tema que fue estudiado en la segunda mitad del siglo pasado, donde los principales autores se basaron en la alteración que sufre la montmorillonita, las cuales principalmente se presenta en lugares donde el enterramiento involucra la transferencia de gran cantidad limitante de agua, esta agua transferida tiene una importancia sobre la porosidad, permeabilidad, presión anormal de fluidos y la liberación inicial de hidrocarburos, las altas presiones se pueden deber a un incremento del volumen asociado con la desorción de las últimas capas monomolecular de agua desde la montmorillonita a illita durante la diagénesis (Powers M., 1967).

En la literatura se cuenta como primera referencia sobre este tema a Powers M.(1967), el cual propone las siguientes cuatro claves para identificar la diagénesis de las arcillas:

1. Alteración de las arcillas después de una profundidad de enterramiento: Con la profundidad la arcilla dominante es la illita, pero aparte de la profundidad de enterramiento esta relación de arcillas también va a depender del tiempo, gradiente geotermal y la actividad iónica.
2. Relación de arcillas y aguas: Se puede ver una diferencia entre los tipos de arcillas y la cantidad de agua que se pueden tener cada una.
3. Prueba de alta presión de las arcillas: Las últimas capas monomoleculares de agua orientada no puede ser expulsada por la presión que ejerce el esfuerzo de sobrecarga por la roca.
4. Densidad del agua ligada a las arcillas superficiales: Se Nota que entre más pequeña sea la densidad menos agua va absorber, por ejemplo: se tiene una densidad mínima de agua adsorbida de alrededor de 0,97 gm. / cc. el 0,7 gramo de agua por gramo de la arcilla (aproximadamente siete capas monomoleculares de agua). Para menos capas monomoleculares, la densidad del agua de la capa intermediaria se eleva abruptamente a 1.4 gramo de agua por gramo de la arcilla, y para más de siete capas esta se eleva hasta que el agua es igual a lo normal, en 6,5 gramos de agua por gramo de arcilla.

Estas cuatro claves nos ayudan identificar en que regiones se está produciendo la diagénesis de las arcillas para así determinar las zonas con presiones anormales según lo plantea Powers M. (1967) para el perfil de presión de poro de Dickinson (1953).

Luego en 1969, Burst J., se basa en el trabajo realizado por (Powers M. 1967), para determinar una secuencia de deshidratación de las arcillas, la cual será definida en tres estados: (1) excesos de agua en los poros y entre las capas, el agua es removida por medio de la acción de la presión de sobrecarga, (2) la presión se ve casi inafectada porque incrementa la densidad de los paquetes de agua intracapa y los sedimentos permanecen en un estado de cuasi-equilibrio esto absorbe una cantidad de calor que continua a medida que se va enterrando en la sección geológica y el (3) estado hace referencia al incremento final del agua, el cual se aproxima a la densidad capilar del agua, gradualmente es forzada a salir de las láminas de arcillas y los poros, con un incremento en la temperatura, en este último estado se requiere tiempo el cual puede durar hasta unos diez o cientos demillones de años dependiendo de la historia geotermal y de enterramiento. (Figura 9 y 10).

Bjørlykke K., en 1984 estudia la relación que tiene la porosidad secundaria con las sobrepresiones. La Porosidad secundaria en arenas es creada por la disolución del subsuelo de granos o cementos por el agua en los poros que esta subsaturada con respecto a uno o más fases minerales. La subsaturación se puede derivar desde: (1) Agua meteórica conducida por una altura hidrostática; (2) compactación del contenido del agua en los poro con CO<sub>2</sub> liberada desde la maduración de kerogeno, (3) reacción de minerales arcillosos incluyendo la transformación de caolinita y esmectita a illita; y reacción entre minerales arcillosos y carbonatos liberando CO<sub>2</sub>.

Bruce C. (1984) en un trabajo realizado en el Golfo de México, determinando unos rangos de temperatura para la deshidratación de las arcillas, para dos cuencas diferentes, estos rangos de temperatura están entre 71 – 163 °C, además en esta variación estaba involucrada la edad de la formación. Además se nota una

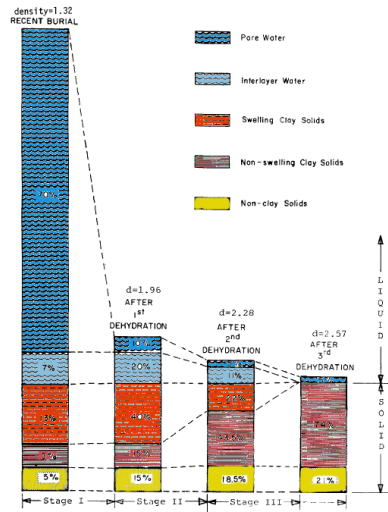
relación entre las zonas sobre presionada con el tipo y calidad de hidrocarburo acumulado.

Los datos derivados desde la difracción de rayos X y análisis geoquímicos indican que la relación entre los intervalos de profundidad de la diagénesis de esmectita y la temperatura. Estas variaciones ocurren en parte porque de diferencias en rangos de minerales arcillosos y tipos de kerogeno a un tiempo geológico. Como la cantidad de agua adicional liberada en un sistema poroso del shale hospedante durante la transformación de smectita - illita puede ser determinado por la difracción de rayos X y análisis químicos disponibles Bruce C. (1984).

En 1987, Colten – Bradley V., menciona que esta causa no es un mecanismo generador potente de sobrepresiones ya que para que se dé la diagénesis de las arcillas se necesita un sistema de drenado, y dentro estas condiciones los fluidos con presiones anormalmente alta no se pueden desarrollar. Las presiones anormales pueden favorecer a la rehidratación de las arcillas o por lo menos va inhibir la deshidratación, a lo cual Osborne M. & Swarbrick R., (1997) indican que el volumen máximo generado es de 4.0 % teniendo presente los mismos tres pulsos que plantea Burst J., (1969).

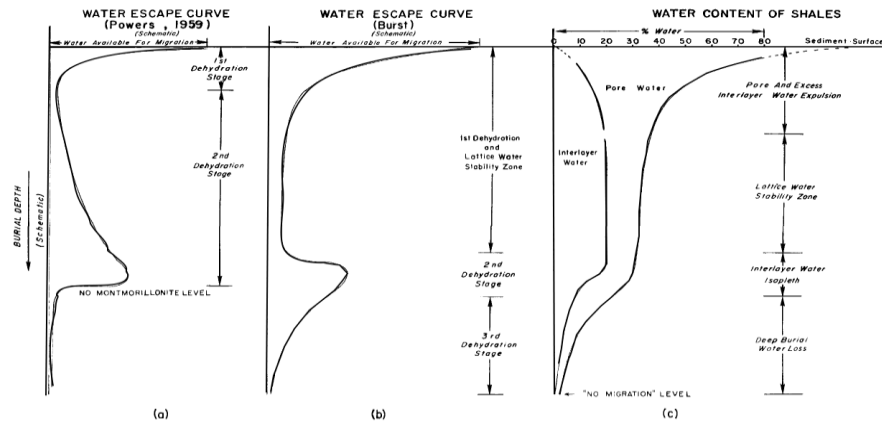
**2.3.4 Transferencia Dinámica.** Para empezar a definir la transferencia dinámica de los fluidos es necesario definir algunos términos, los cuales nos van a llevar a entender mejor este concepto, para lo cual es necesario definir un potencial de fluidos, que se puede interpretar como el trabajo hecho para transferir una unidad de volumen de un fluido desde condiciones de referencia a unas condiciones de interés England et al., (1987). El potencial va ser definido como el trabajo por unidad de volumen, y señalando que  $\rho_P = m/V$ ,  $P^0 = 0$  Y  $z^0 = 0$ , definiendo primero el potencial de fluido para petróleo donde  $\rho_P$  corresponde a la densidad,  $\gamma$ , el agua interfacial en un radio poroso  $r$ .

Figura 9. Densidad de los Shale durante la deshidratación



Tomado de Burst J. 1969, *Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration*.

Figura 10. Redistribución del agua en el subsuelo. (a) Curva de Powers (1959) representa dos estados de deshidratación del subsuelo para la montmorillonita. (b) Curva tomada de Powers ajustada y reinterpretada como tres sistemas. (c) Curva del contenido del agua reflejada en porcentajes en cualquier estado de deshidratación.



Tomado de Burst J. 1969, *Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration*.

$$\Phi_P = P - \rho_P g z + \frac{2\gamma}{r} \quad (16)$$

Por analogía, el potencial del agua es definido por:

$$\Phi_W = P - \rho_W g z \quad (17)$$

El potencial del agua es idéntico a la “sobrepresiones” usadas en mecánica de suelos o para los hidrólogos la presión piezométrica. Donde  $\Phi_W$ , el potencial del agua, es ampliamente aplicada en hidrodinámica,  $\Phi_P$  es a menudo relacionada con  $\Phi_W$  para sustituir la ecuación a en 17:

$$\Phi_P = \Phi_W + (\rho_W - \rho_P) g z + \frac{2\gamma}{r} \quad (18)$$

Esta expresión va ser notables en rocas de baja porosidad tales como la roca fuente, donde el término  $2\gamma/r$ , va ser significativo. Por ejemplo en una arcilla con poros de 60nm esto puede alcanzar valores de 1MPa, asumiendo una tensión interfacial de  $\gamma=0.03\text{Nm}^{-1}$ .

**2.3.4.1 La Permeabilidad como agente controlador en la migración de los fluidos** La transferencia dinámica de fluidos en las rocas está controlado por la permeabilidad, esto se interpreta en que la presión de poro es dependiente de la permeabilidad en sentido de que las microfisuras pueden estar abiertas o cerradas con los cambios del esfuerzo efectivo, donde las zonas de cizallamiento dúctil dentro de una zona de falla puede cambiar la permeabilidad de los sedimentos deformados, generando una expulsión de fluido (Nunn, J. A., 2003). El cálculo de la permeabilidad es posible hacerlo por medio de la Ley de Darcy, la cual se puede representar en la siguiente ecuación:

$$k_1 = \frac{(\mu/\rho g)Q}{A(dh/dl)} \quad (19)$$

Donde  $k_1$ , es la permeabilidad paralela a la dirección del flujo,  $\mu$  es la viscosidad dinámica,  $\rho$ , es la densidad del fluido,  $g$  es la aceleración debido a la fuerza de la gravedad,  $Q$  es la tasa de circulación volumétrica,  $A$  es un área transversal de un ejemplo normal a la dirección de flujo y  $dh/dl$ , es el estado estable la altura

piezometrica (Nunn, J. A., 2003). Asumiendo que el modelo es en una sola dirección solo se va a considerar el flujo en la dirección vertical  $Q_z$ , donde es necesario considerar el efecto que produce el incremento del volumen por la generación de hidrocarburos y la expansión termal, donde la variación en el cambio de volumen puede escribirse como:

$$\frac{1}{V} \frac{\partial}{\partial t} (\Delta V - V) = \frac{\partial}{\partial z} (Q_z) \quad (20)$$

Donde  $V$  es el resultado en el cambio de volumen en un elemento, y  $\Delta V$ , representa el volumen creado por la generación de petróleo y la expansión termal. El flujo,  $q_z$ , fueron calculados usando la ley de Darcy (ecuación 19).

$$\frac{\partial}{\partial z} (q_z) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{k_\phi}{\mu} \frac{\partial \Phi_w}{\partial z} \right) \quad (21)$$

En la compactación de sedimentos la permeabilidad intrínseca,  $k_\phi$ , es una función de tiempo profundidad, la cual es modelada tomando valores de porosidad local,  $\phi$ , y por medio de una correlación de porosidad permeabilidad para mudstone y shale:

$$k_\phi = A\phi^8 \quad (22)$$

Donde  $A$ , es una constante que depende de la litología, y se toman valores de  $4 \cdot 10^{-15} \text{m}^2$  para shale y  $4 \cdot 10^{-12} \text{m}^2$  para limolitas. Esta correlación fue tomada de Smith 1971.

Para las arenas la correlación es tomada de Berg (1975):

$$k_\phi = 0.084d^2\phi^{5.1} \quad (23)$$

Donde  $d$  es el diámetro promedio entre granos en metros.

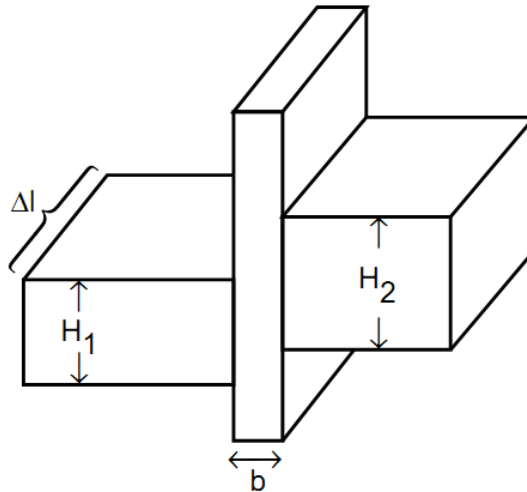
$1/V(\partial V/\partial t)$ , la rata de cambio de volumen de sedimentos con respecto al tiempo es, por definición equivalente a la rata de cambio de la deformación lineal en la dirección  $z$ .

Para poder comprender mejor la transferencia dinámica de fluidos en direcciones horizontales es necesario considerar que las fallas como un bloque de baja permeabilidad localizado entre dos reservorios (Figura 11). Donde la

transmisibilidad,  $T$ , la cual es la habilidad del agua a fluir por medio de un bloque poroso, está dado por la ecuación 24, esta ecuación es una base para un modelo de transmisibilidad de las fallas (Borge H. & Sylta Ø.,1998).

$$T = \frac{lHK}{b} \quad (24)$$

Figura 11. Esquema de una idea general de una falla.

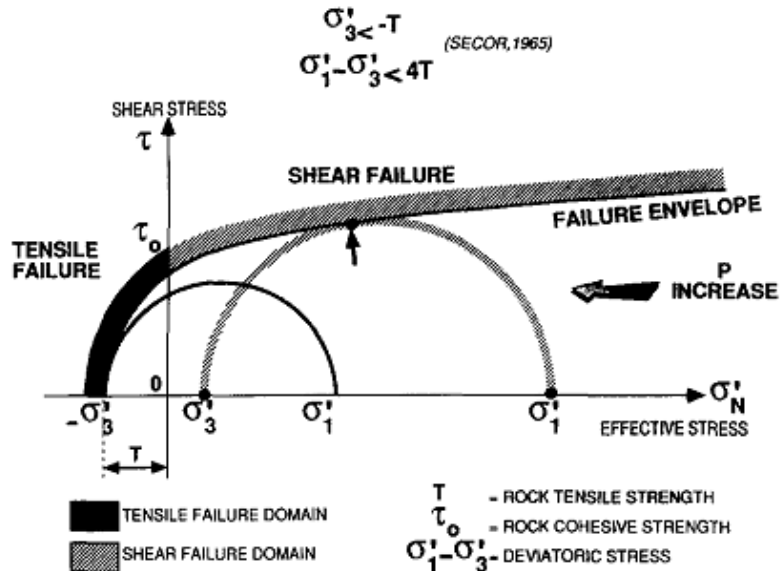


**Tomado de Borge H. & Sylta Ø.,1998** , 3D modelling of fault bounded pressure compartments in the North Viking Graben

**2.3.4.2 Hidromecánica mecanismo dinámico de la transferencia de fluido** La presión de los fluidos juega un papel muy importante en la dinámica del fracturamiento o en la reapertura de fracturas. Donde por un incremento en la presión del fluido se da como resultado dos tipos de fractura: la primera es un cizallamiento en el cual el campo de esfuerzo mínimo es positivo y los esfuerzos deviatoricos, el cual es la diferencia entre el esfuerzo mayor y el esfuerzo menor, son altos; el segundo consiste en una fractura tensil, en el cual el campo de

esfuerzo mínimo es negativo con unos esfuerzos deviatoricos pequeños (Figura 12.) (Grauls D. & Baleix J., 1994).

Figura 12 Tipos de fracturas generadas según el régimen de esfuerzo mínimo.



Tomado de Grauls D., & Baleix J., 1994. **Role of overpressure and in situ stresses in fault-controlled hydrocarbon migration: a case study.**

Según Secor (1965), las fracturas tensiles ocurren esencialmente cuando se cumple la siguiente condición:

$$P_L \geq \sigma_3 + T \quad (25)$$

$$\sigma'_1 - \sigma'_3 \leq 4T$$

Donde  $\sigma_3$  es igual al esfuerzo mínimo principal;  $\sigma'_3$  es el esfuerzo mínimo efectivo ( $\sigma_3 - P_H$ );  $\sigma'_1$  es igual al esfuerzo efectivo máximo ( $\sigma_1 - P_H$ ), y T es la resistencia tensil. La expresión  $\sigma'_1 - \sigma'_3$  representa a el esfuerzo deviatorico, el cual está

dato por la diferencia del esfuerzo efectivo máximo y mínimo (Grauls D. & Baleix J., 1994).

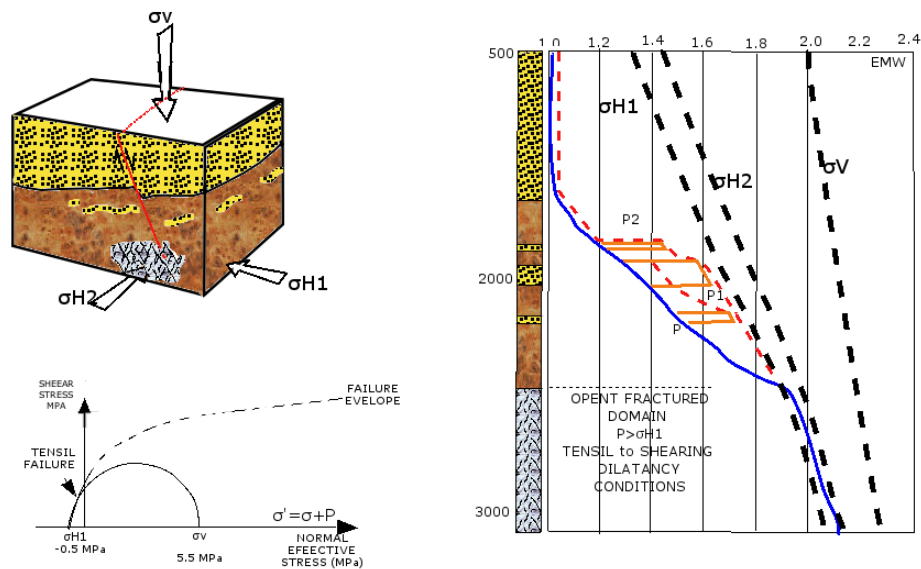
Pero si se tiene una formación que ya ha sido fracturada o fallada, las condiciones dentro de las cuales se van a reactivar van a estar dado por la siguiente expresión:

$$P_L > \sigma_3 + T_0 \quad (26)$$

Donde  $T_0$ , está alrededor de 0. Así en este contexto de sobrepresiones donde  $P_L$  es equivalente a  $\sigma_3$ , cualquier pequeña variación va a dar con una reapertura o cierre de las fracturas (Grauls D. & Baleix J., 1994).

Notando que la transferencia vertical de fluidos se da cuando hay unos periodos de relajación del esfuerzo horizontal, donde el campo de esfuerzo mínimo es menor que el régimen de presión ( $P > \sigma_3$ ) figura 13.

Figura 13. Periodo de relajación de esfuerzos, bloque diagrama en tres dimensiones, representación esquemática del Mohr – Coulomb y presión vs profundidad.

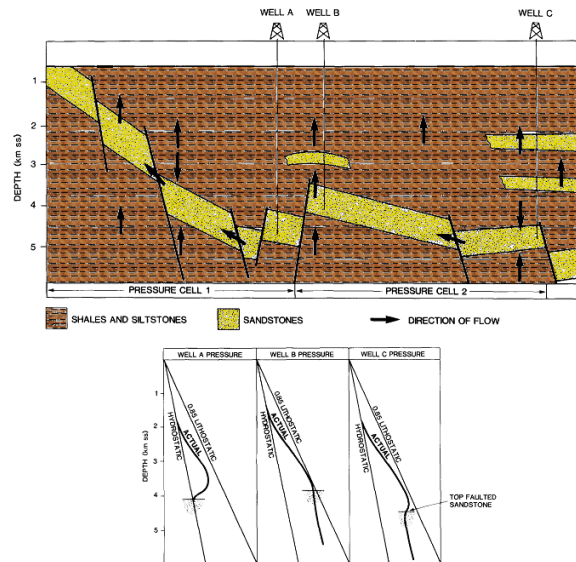


Modificado de Grauls D., & Baleix J., 1994. **Role of overpressure and in situ stresses in fault-controlled hydrocarbon migration: a case study.**

**2.3.4.3 Celdas de presión** En 1990, Mann D. & Mackenzie A., en su trabajo en el Golfo de México identifica algunas zonas de sobrepresiones, las cuales estaban definidas por unas celdas de presiones, que la define como parte de una capa dentro el cual los fluidos pueden fluir e igualar el exceso de presión, notando que en las zonas donde las celdas están en superficie la presión a profundidad se iguala a una columna hidrostática, sin importar que las rocas suprayacentes se encuentren sobrepresionadas, Figura 14.

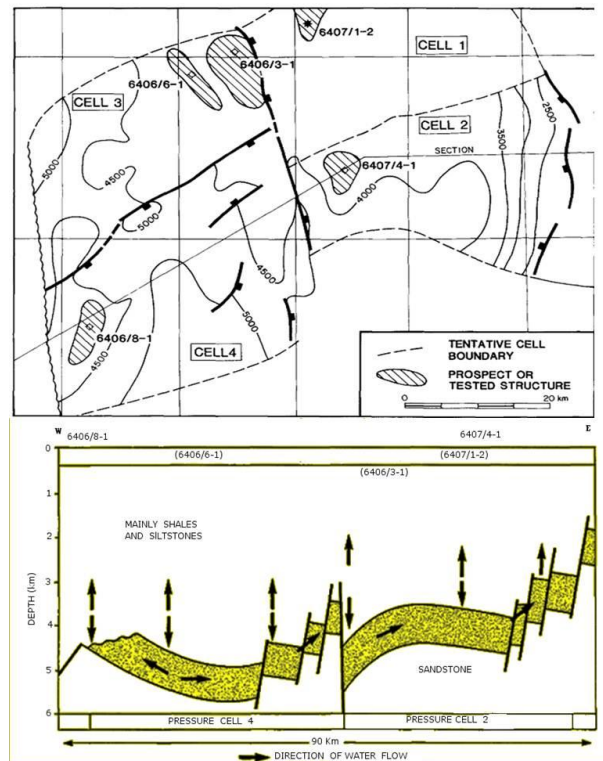
Estas celdas de presión son identificadas por medio de mapas estructurales, donde existen compartimientos los cuales son limitados por bloques, donde todas las fallas pueden contribuir a estos compartimientos, comportándose como conductos permeables por el cual migran los fluidos en algunas zonas, pero para otra zonas la permeabilidad puede decrecer con una disminución de la presión de poro, lo cual se interpreta como el cierre de las conexiones (Figura 15) (Borge H. & Sylta Ø.,1998) (Nunn, J. A., 2003).

Figura 14. Identificación de las celdas de presión en un corte geológico



. Modificación de Mann D. M. & Mackenzie A. S., 1990 Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins.

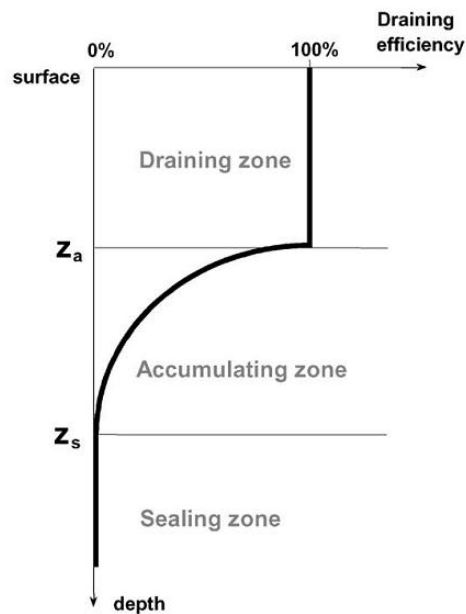
Figura 15. Identificación de las celdas de presión por medio de fallas y lineamientos en un mapa y su respectivo corte.



**Modificado de Mann D. M. & Mackenzie A. S., 1990.** Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins.

**2.3.4.4 Disipación de presión** Para que la acumulación de las presiones se dé se debe tener en cuenta la capacidad del sello superior, el cual debe tener la capacidad de no dejar escapar los fluidos que están migrando por medio de las fallas, estos sellos casi siempre corresponden a shale (Mann D. & Mackenzie A., 1990) (Borge H., 2002). Los shale se caracterizan por tener tres zonas según la profundidad, la primera corresponde a la zona de drenaje, en la cual no se va a presentar ninguna sobrepresiones debido a la alta porosidad que se presenta. Las otras dos zonas corresponden a la de acumulación y de sello, la cual la única zona que actúa como un sello verdadero, Figura 16 (Borge H., 2002).

Figura 16. Zonas de flujo en un modelo vertical.



Tomado de Borge H., 2002. **Modelling generation and dissipation of overpressure in sedimentary basins: an example from the Halten Terrance, offshore Norway.**

**2.3.4.5 Identificación de presiones anormales provocadas por una transferencia de fluidos** La permeabilidad de la roca según Mann D. & Mackenzie A., (1990), va a depender de la velocidad de enterramiento y del tipo de litología., notando que para litologías más permeables son las arenas con un flujo de agua de 1 mD en la vertical, y va a decrecer esta permeabilidad con un aumento en la velocidad de enterramiento (Grauls D. & Baleix J., 1994).

**2.3.4.6 Ecuaciones Para la predicción de las presiones.** Para hacer una aproximación al cálculo de las sobrepresiones lo primero que propone Mann D. & Mackenzie A. (1990), es calibrar un modelo en una sola dimensión de flujo vertical para una secuencia sedimentaria, la cual está en la actualidad cubierta por agua, para luego extender este modelo a situaciones donde se pueda aplicar un flujo lateral paralelo a las capas.

Tomando de England *et al.* (1987), el cual desarrollo un modelo computacional, para predecir el incremento de las sobrepresiones con la profundidad se puede decir que el gradiente de sobrepresión  $|d\Phi_w/dz|$ , el cual puede estar dada por la siguiente relación empírica:

$$|d\Phi_w/dz| = C/k * dh/dt \quad (27)$$

Donde  $d\Phi_w/dz$  tiene unidades de psi/metro,  $k$  es la permeabilidad en  $m^2$ ,  $dh/dt$ , es la tasa de depositación en metros por millones de años, y  $C$  es una constante, el valor de  $C$  es independiente de la litología y como una buena aproximación podemos tomar el valor de  $1.45 * 10^7$  ( $10^9$  cuando se expresa en MPa). Esta ecuación está desarrollada para pequeños incrementos de profundidad (típicamente 1 m). Donde el primer incremento en la profundidad es donde la sobrepresión es igual a cero, y se puede definir por medio del esfuerzo efectivo:

$$\sigma' = P_L - P_H + \Phi_W \quad (28)$$

Para el primer incremento en la profundidad  $P_L = P_H$ , y  $\Phi_W = 0$ ,  $\sigma' = 0$ . Los incrementos de  $P_L$  esta evaluados por el cálculo total del peso para todos los incrementos dados, donde el incremento en el peso está dado por ( $W_l$ ) en psi es:

$$W_l = (\rho_{grain}(1 - \phi) + \phi\rho_w)T_l \quad (29)$$

Resolviendo la ecuación (27) para cuando las sobrepresiones en la base del primer incremento se tiene:

$$\Phi_N = \Phi_{N-1} + (d\Phi_W/dz)_N T_N \quad (30)$$

Donde N hace referencia al número de incrementos que se hacen. En el caso del primer incremento N=1 y  $\Phi_{N-1}=0$ .

La sobrepresión en la base del primer incremento es sustituida por la ecuación (28), y esto mismo se repite en la base del segundo incremento y así sucesivamente. Ya teniendo el perfil de sobrepresiones en función de la profundidad, podemos convertirlo a presión de poro (Pp) por medio de la siguiente ecuación:

$$Pp = P_H + \Phi_W \quad (31)$$

Esta ecuación del cálculo de sobrepresiones es solo valido para rocas con alta permeabilidad y limitadas lateralmente, las cuales tiene bajos buzamientos rodeada de rocas con bajas como lodolitas y limolitas.

### 3. METODOLOGÍA

Para poder desarrollar un modelo de presión de poro 3D, es necesario seguir los siguientes pasos, primero se tiene que identificar muy bien las causas generadoras de las sobrepresiones, en el cual es necesario mirar causa por causa las características principales de cada uno, como segundo paso es necesario realizar los modelos de presión 1D para los pozos que se deseen incluir y por último se construye como tal el modelo 3D

#### 3.1 IDENTIFICACIÓN DE LA CAUSA GENERADORA

Para hacer una buena estimación de la presión de poro es necesario identificar muy bien las causas que están afectando el área de interés; teniendo presente que muy posiblemente en la mayoría de cuencas se encuentra varios de los mecanismos de sobrepresión actuando al mismo tiempo o que actuaron en un pasado geológico conservando presiones adicionales según sus condiciones de permeabilidad. Por lo cual es necesario conocer los parámetros necesarios para que se den sobrepresiones por cada causa por separado para analizar si esta causa pudo afectar o está afectando y con esto ver la totalidad de las causas generadoras en un área.

##### ❖ **Subcompactación**

Como se comentó anteriormente la subcompactación se da por una rápida sedimentación lo cual hace que los fluidos queden atrapados en la roca no pudiendo igualar el gradiente hidrostático. Por lo cual si se quiere analizar la subcompactación como única causa en una cuenca se deben cumplir los siguientes parámetros:

- ❖ Estratigrafía del área, en el cual se busca zonas con secuencias de arcillas, tratando de definir el coeficiente de compactación que es función del

ambiente de depositación, la velocidad de sedimentación y composición y propiedades de los sedimentos.

- ❖ Velocidades de sedimentación superiores a 50 m.a. en arcillas.
- ❖ Con una rápida depositación la presión de poro va a ser directamente proporcional al esfuerzo vertical.
- ❖ Cuencas jóvenes y tectónicamente pasivas, donde se vea una relación constante entre los esfuerzos  $S_h$  (esfuerzo mínimo horizontal) y el  $S_v$  (esfuerzo vertical).

#### ❖ **Esfuerzos Laterales**

Para identificar cuando la sobrepresiones es generada por los esfuerzos laterales se tiene que identificar el régimen que está actuando sobre el área, en el cual solo se van a tener en cuenta el régimen compresivo y el normal, ya que para un régimen rumbo deslizante según Berry (1973) solamente la componente compresiva va a generar sobrepresiones en este régimen.

En un régimen normal es necesario identificar las siguientes características:

- ❖ Identificar zonas de graben, en las cuales sea reconocibles las celdas de presión que es parte de una capa dentro el cual los fluidos pueden fluir e igualar el exceso de presión (Mann D. & Mackenzie A., 1990).
- ❖ La migración dentro de estos bloques va estar controlada por la permeabilidad, debido a que la presión de poro va a ser dependiente de la permeabilidad en el sentido de que las microfracturas pueden estar abiertas o cerradas con los cambios del esfuerzo efectivo (Nunn, J. A., 2003).
- ❖ La transmisibilidad, la cual es la habilidad del agua a fluir por medio de un bloque poroso (Borge H. & Sylta Ø., 1998).

- ❖ Identificar el tipo de sistemas, entendiéndose por sistema como cerrado y abierto, en el cual el abierto tiene una presión hidrostática y en el cerrado la presión es diferente a la hidrostática.
- ❖ Por último se hace un análisis de las edades de las fallas, las cuales según Grauls D., Baleix J., 1994, deben ser jóvenes para que los fluidos no se hayan disipado por completo.

Para el régimen compresivo las sobrepresiones se presentan según las siguientes características:

- ❖ En las zonas se debe presentar fallamiento inverso, prismas o cuñas de acreción sedimentarias donde compresión horizontal junto con la carga y debajo de las placas, causado por la subducción (Swarbrick & Osborne 1998; Davis et al., 1983; Neuzil, 1995; Platt, 1990).
- ❖ Las presiones por causa de los esfuerzos tectónicos que actúan en dirección horizontal para incrementar la compactación de la formación. Por lo cual las rocas tiene que ser fácilmente compresibles de gran porosidad y baja permeabilidad (Hubbert & Rubey, 1959).
- ❖ Bajo un buen sello, las sobrepresiones se incrementa por el resultando de los esfuerzos tectónicos, las cuales pueden maximizarlos haciendo que lleguen a detener el esfuerzo tectónico que actúa sobre los sedimentos.
- ❖ Los esfuerzos tectónicos causan compensación en el efecto de compactación de las formaciones subyacentes.
- ❖ Un análisis de las edades de las fallas, las cuales según Grauls D., Baleix J., 1994, deben ser jóvenes para que los fluidos no se hayan disipado por completo.
- ❖ Por último en las zonas donde existe un plegamiento de tipo anticlinal se puede generar las sobrepresiones por una fácil erosión de la carga estratigráfica, como es el caso de los anticlinales de Chuhuangkeng y Pakuali (Suppe, *et al.*, 1977).

Para los esfuerzos termales, donde solo se analice la expansión aquathermal se presentan según las siguientes características:

- ❖ Tiene que ser un sistema cerrado; este puede darse ya sea por fallas, que reducen la permeabilidad, o también por discontinuidades estratigráficas o cambios de facies sedimentarias (Dickey *et al.*, 1972).
- ❖ Un cambio en la temperatura, dado por un cambio en el gradiente geotermal de la cuenca (Hedberg H., 1974) (Gaarenstroom L. *et al.* 1993).
- ❖ Esta causa puede estar acompañada por la subcompactación debido que a mayor cantidad de fluidos atrapados mayor va a ser las sobrepresiones encontradas (Luo y Vasseur1992).

Para los esfuerzos termales, donde solo se analice la Generación de aceite a partir del Cracking de kerogeno se presentan según las siguientes características:

- ❖ Al igual que en todas las causas es necesario identificar el sistema, el cual tiene que ser un sistema cerrado (Buhring C. 1989).
- ❖ Después de haber identificado el tipo de sistema, se procede a identificar el tipo y cantidad de materia orgánica el cual nos indica qué tipos de fluido se puede ser el generado (du Rouchet, 1981); (Ungereret *al.*, 1981).
- ❖ Luego de tener en conocimiento el tipo de kerogeno, es necesario identificar que la zona se encuentre en la ventana de generación de petróleo, para eso es necesario que el valor del TTI este entre 15 y 160, la temperatura promedio de la zona debe estar alrededor de los 93 °C o superior y la reflectancia de la vitrinita (Ro) tiene que dar algo superior a 0.8 e inferior a 2.0 donde el reservorio raramente contiene agua. (Waples D., 1980)(duRouchet 1981) (Márquez X. & Mountjoy E. 1996) (Spencer, 1987).

Para los esfuerzos termal, donde solo se analice la Generación de Gas se presentan según las siguientes características:

- ❖ Igualmente es necesario calcular el tipo de sistema, para comprobar que estemos en un sistema cerrado (Buhring C. 1989).
- ❖ Identificar la maduración termal de la roca, la cual se puede realizar por medio de la reflectancia de la vitrinita ( $R_o$ ), la cual tiene que arrojar unos valores superiores a 2.0, en cual por lo general es la segunda generación de hidrocarburos (Hedberg H. 1974) (Gaarenstroom L. *et al.* 1993).
- ❖ Anomalías bajas pero altamente variables, de la velocidad sónica (alto tiempo de transito)

Las sobrepresiones generadas por los esfuerzos químicos, principalmente la diagénesis de las arcillas no se analizan ya que para que se de esta diagénesis el sistema tiene que ser abierto para que pueda haber un drenaje de las moléculas de agua que se encuentra en las capas (Colten – Bradley, 1987). Además Osborne M. & Swarbrick R., (1997) indican que el volumen máximo generado es de 4.0 % teniendo presente los mismos tres pulsos que plantea Burst J., (1969).

La transferencia dinámica se puede reconocer por las siguientes características:

- ❖ En un mapa estructural se deben identificar las celdas de presión, las cuales son capas donde los fluidos que mantienen la misma presión (Mann D. & Mackenzie A. 1990).
- ❖ Pero para que se de estas celdas de presión es necesario que los fluidos puedan migrar a través de las fallas y estratos, esta migración está controlada por la permeabilidad de la roca la cual es dependiente de la velocidad de enterramiento y el tipo de litología, además si se tiene fracturas abiertas o cerradas puede cambiar la permeabilidad (Nunn J. A., 2003).

### **3.2 ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO EN 1D**

Una limitación que se tiene al momento de estimar la presión de poro es que no existen modelos matemáticos para todas las causas existentes, por lo cual según la literatura solo se podría estimar la presión de las siguientes causas: subcompactación, expansión aquathermal y transferencia dinámica.

La estimación de las sobrepresiones generadas por subcompactación se basan en la ecuación (3) de Terzagui, en el cual esfuerzo de sobrecarga  $S$  es soportado por la presión de los fluidos  $p$  y el esfuerzo que soportan los granos  $\sigma$  (Hottmann & Johnson), en el cual se tiene cuatro métodos distintos para estimar, Profundidad Equivalente, Método de Eaton, Hottman & Johnson y la curva virgen de Bowers, los cuales son explicados en la sección 2.3.2.1. y 2.3.1.3..

Cuando la causa de sobrepresiones es originada por la subcompactación y la expansión termal de los fluidos nos podemos remitir a la metodología desarrollada por Bowers 1995, el cual por medio de las velocidades vs el esfuerzo efectivo describe una curva virgen que ayuda a estimar la presión de poro generada por la subcompactación; de esta curva se va a desprender otras curvas que Bowers le da el nombre de curva de descarga, la cual tiene la característica de una rápida disminución del esfuerzo efectivo con una poca disminución de la velocidad (Figura 8a.), cuando se presenta esta curva interpretativa se dice que la sobrepresión es generada por la expansión termal de fluidos y pueden ser modeladas por las ecuaciones 14 y 15.

La transferencia dinámica puede ser modelada por medio de las correlaciones desarrolladas por Mann D. M. & Mackenzie A. S.,1990, las cuales se pueden ver en la sección 2.3.4.6.

### **3.3 GENERACIÓN DEL MODELO 3D**

Luego de tener los modelos 1D se procede a construir el modelo de presión de poro 3D, para el cual es necesario seguir las siguientes indicaciones:

- Calibración de los pozos tiempo profundidad.
- Picado de las superficies
- Generación del modelo de grillas
- Poblamiento de los datos.

## 4. APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

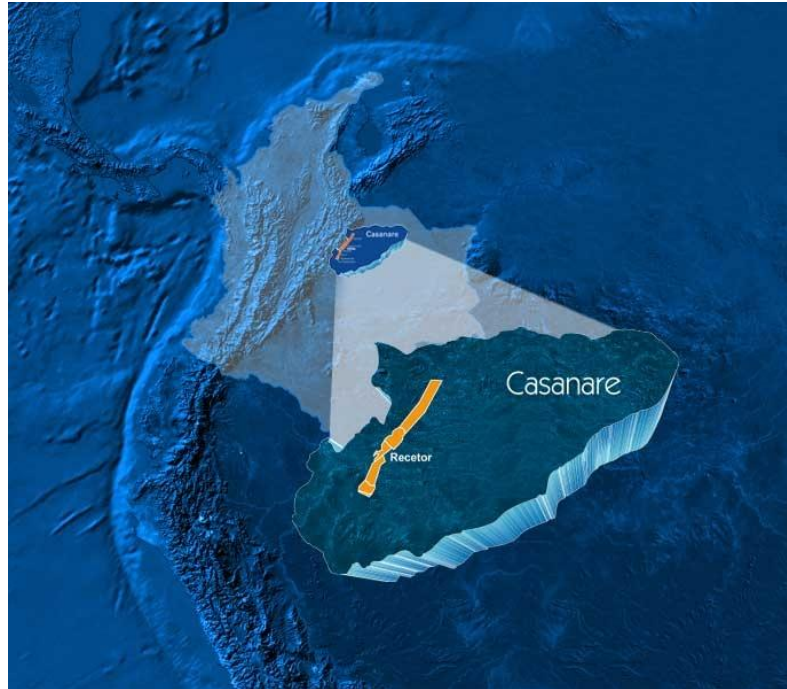
La metodología expuesta anteriormente propone como el primer paso identificar la causa generadora, para poder identificar muy bien esto es necesario saber las generalidades, estratigrafía y estructural del área de estudio.

### 4.1 GENERALIDADES

Para la aplicación de esta metodología se tomó el piedemonte llanero, que se encuentra ubicada en la cuenca de los Llanos Orientales (Figura 17), es una cuenca asimétrica, localizada al Este de los Andes y hace parte de las Cuencas Subandinas de Antepais (ECOPETROL, 1995). Los Llanos Orientales Colombianos hacen parte del Bloque Autóctono (TOUSSAINT, 1999), en el cual se encuentra un amplio registro de la historia evolutiva del planeta. Esta Cuenca cubre un área aproximada de 190.000 km<sup>2</sup> y geográficamente se divide en tres áreas principales; una zona norte, Arauca, una parte central, Casanare y un sector sur, Meta (ROJAS, 2002). Esta Cuenca está limitada al Oeste por el Piedemonte de la Cordillera Oriental, al Este por el Escudo Precámbrico de Guyana y al Sur por la Serranía de La Macarena y el Arco de Basamento.

La Cuenca se orienta en dirección SW-NE y se extiende unos 100 kilómetros al Norte y Sur del pueblo El Yopal (Casanare) hasta Venezuela; se encuentra separada de la Cuenca de Barinas por el Arco de Santa Bárbara y hacia el Sur está separada de la Cuenca del Putumayo por el Arco de La Macarena (Guaviare). La Cuenca se encuentra limitada al W por el Sistema de Fallas de Guaicáramo y al Este por el Sistema de Fallas de Yopal-Borde Llanero (SOTO *et al.*, 2001).

Figura 17. Localización del campo de estudio



Tomado de BP Well Review. (2003)

El área es tectónicamente muy activa con continua actividad sísmica de varios niveles. Los Andes Montañosos son el resultado de las placas tectónicas y la productividad de los campos no sólo en el Piedemonte de los Andes donde los grandes campos como Cusiana y Cupiagua están localizados, sino también en el foreland y en el Valle Superior, Medio e Inferior del Magdalena.

En general, el Piedemonte Llanero es considerado como un escenario de condiciones geológicas complejas entre las cuales se pueden mencionar: la presencia de altos esfuerzos horizontales, secuencias alternadas de areniscas y shales, estratos muy inclinados, zonas con valores de presión de poro mayor a la presión hidrostática, zonas fracturadas, además de un tectonismo activo y estructura de cabalgamiento que causa una severa inestabilidad en el diseño de trayectorias óptimas de perforación. Las principales formaciones acumuladoras de

hidrocarburos del área del Piedemonte se encuentran en las arenas de la Formación Mirador y Barco y el Grupo Guadalupe. El entendimiento de la geometría estructural permite establecer que la evolución de estos campos ha sido a través de diferentes etapas de deformación.

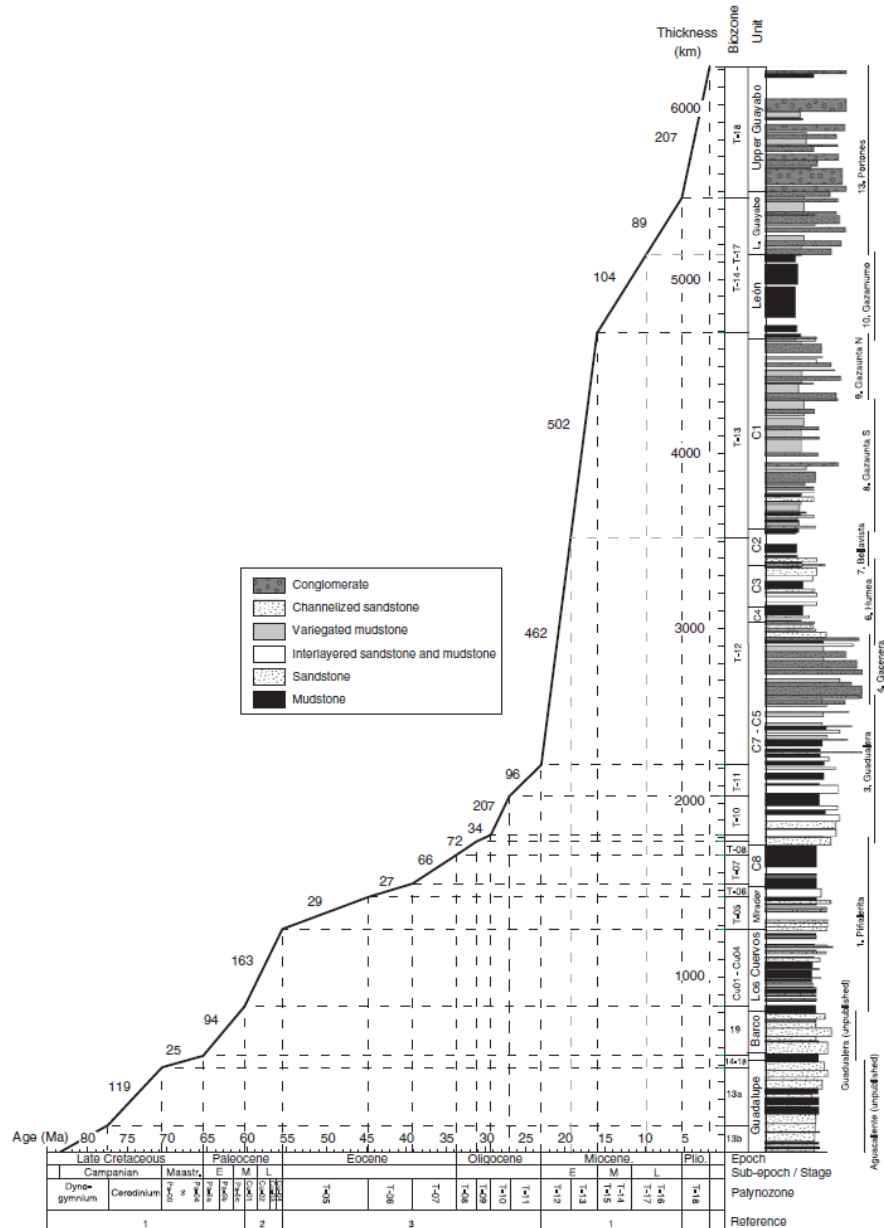
## **4.2 ESTRATIGRAFÍA**

La estratigrafía de interés para este proyecto va desde las rocas más antiguas perforadas en los pozos analizados, las cuales pertenecen al Cretáceo (Formación Guadalupe), siguiendo la secuencia Terciaria con la Formación Barco - Los Cuervos (Paleoceno), Formación Mirador (Eoceno), el Grupo Carbonera (Oligoceno - Mioceno), Formación León - Charle (Mioceno), Formación Guayabo (Pleistoceno) y los depósitos más recientes (Figura 18).

**4.2.1 Formación Guadalupe** Se extiende desde la parte superior del Coniaciano o el Santoniano (Faunas de la Capilla de Lourdes) hasta el Maestrichtiano (JULIVERT, 1968), esta Formación es equivalente a la Formación Colón-Mito Juan en Venezuela (FAJARDO et al., 2000).

Litológicamente se divide en tres miembros; inferior, medio y superior. El miembro inferior de Guadalupe se encuentra constituido por areniscas de grano fino e intercalaciones de limolitas y lodolitas depositadas en un ambiente de plataforma y shoreface. El miembro medio de Guadalupe está compuesto esencialmente de lodolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino, también de un ambiente de plataforma marina. El Guadalupe Superior lo conforman areniscas de grano medio a muy grueso correspondientes a la parte más superior del shoreface, (TOUSSAINT, 1999). Este grupo se encuentra en contacto inconforme con la suprayacente Formación Barco, el contacto inferior con la Formación Chipaque es transicional. El espesor de la Formación Guadalupe varía entre 150 y 300 m (500 a 1000 pies). (ROJAS, 2002).

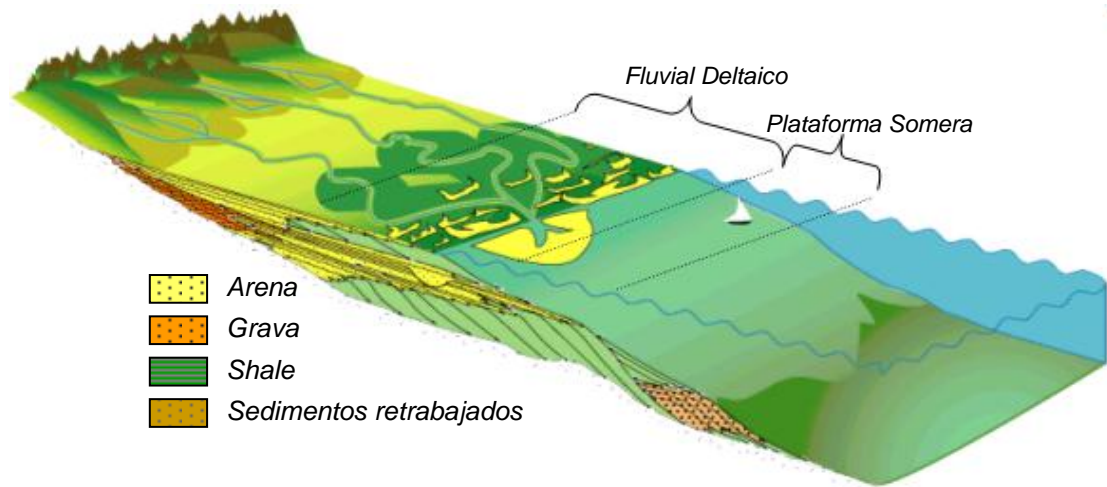
Figura 18. Columna Estratigráfica Generalizada del Piedemonte Llanero Colombiano. Cuenca Llanos.



Tomado de Parra *et al.* 2010, Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north – eastern Andes, Colombia.

Se interpreta un ambiente transicional a marino somero (Figura 19). En el intervalo inferior predominan los depósitos de canales estuarinos y rellenos de estuarios, mientras que el intervalo superior presenta depósitos de areniscas de shoreface y de lodolitas de plataforma somera (AMARIZ, 2004). (NARANJO *et al.*, 2004), interpreta un ambiente de depositación para el sector suroccidental como deltaico a marino; otros lo ubican en un ambiente de estuario (FAJARDO *et al.*, 2000).

Figura 19. . Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Guadalupe.



Modificado de AMARIZ *et al.*, (2004).

**4.2.2 Formación Barco** El nombre procede de la sección tipo situada en el flanco oriental del anticlinal de Petrolea, en la Sierra Barco del Este (DE PORTA, 1974). Se le ha asignado una edad del Paleoceno Inferior (COOPER *et al.*, 1994). Esta formación está compuesta principalmente de areniscas cuarzosas de color blanco de grano fino a medio grueso con cemento silíceo, se presentan pequeñas intercalaciones de lutitas y arcillolitas. Su espesor se encuentra entre los 170 -

200 metros. En su mayoría son arcillosas, de grano muy fino a medio, bien calibradas, con estratificación cruzada, localmente contienen abundantes láminas micáceo-carbonáceas y de lutitas. En la parte media e inferior las areniscas son relativamente limpias, de grano fino a medio (DE PORTA, 1974).

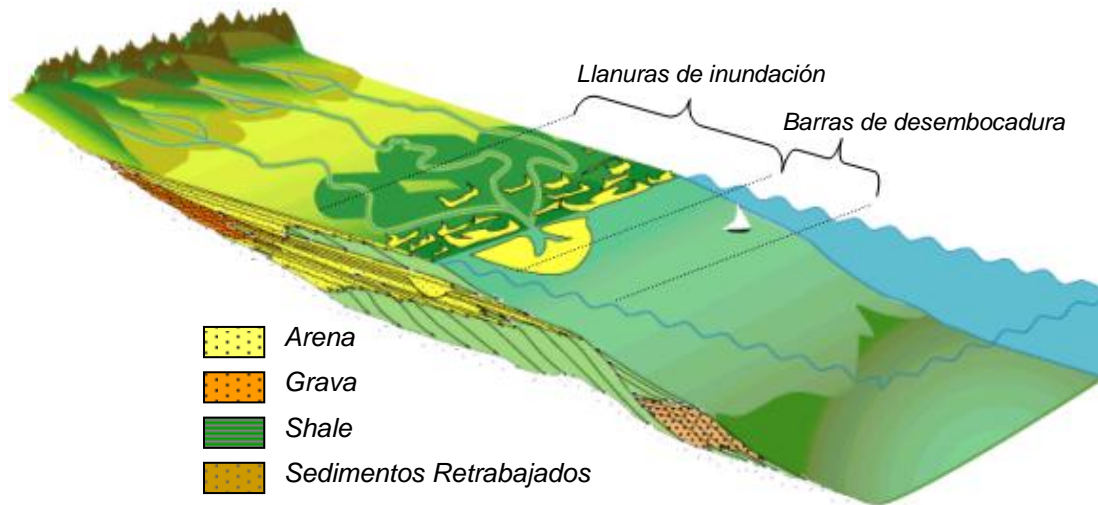
La Formación Barco está en contacto inconforme con la infrayacente Formación Guadalupe la cual está asociada a perturbaciones tectónicas regionales (Orogenia pre-Andina) (ECOPETROL *et al.*, 1995). El contacto superior con la Formación Los Cuervos es aparentemente transicional.

Se interpreta un ambiente continental y de planicie costera. Se identifican depósitos de canales, depósitos de areniscas progradantes en llanuras costeras o estuarios y depósitos de lodolitas de llanura costera o bahías (Figura 20).

Con base en criterios sedimentológicos y estratigráficos, FAJARDO (1996b y 1996c), interpreta el intervalo arenoso como depositado durante un incremento en la relación A/S, equivalente a un *transgressive system tract* en la terminología de Van Wagoner y otros (1988), correspondiente a un relleno de valles de incisión (FAJARDO *et al.*, 2000).

Otros autores interpretan esta formación como un ambiente depositacional en un ambiente fluvial de corrientes meandriformes en el cual se diferencian depósitos de canales, rellenos de canales abandonados, lodolitas de pantanos y algunos paleosuelos (FAJARDO *et al.*, 2000).

Figura 20. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Barco.



Modificado de AMARIZ *et al.*, (2004).

**4.2.3 Formación Los Cuervos** El nombre de Formación Los Cuervos procede de la quebrada del mismo nombre afluente del Río Catatumbo, donde tiene su sección tipo (DE PORTA, 1974). Se le ha asignado una edad entre Paleoceno Superior y Eoceno (COOPER, *et al.*, 1994). Esta formación no se presenta en toda la Cuenca Llanos, restringiéndose a la parte más occidental (Piedemonte)

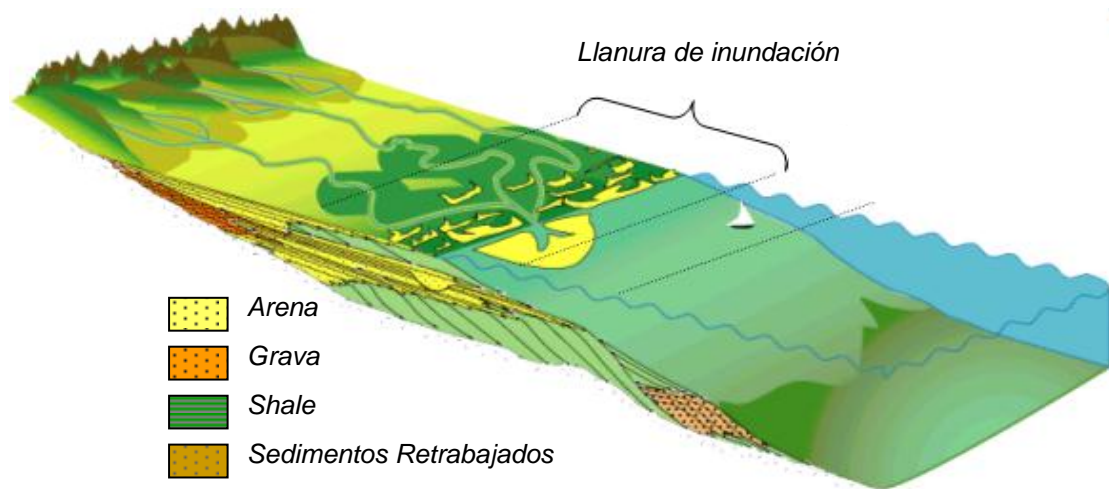
Constituida principalmente por areniscas cuarzosas de color gris separadas por un conjunto de lutitas y arcillolitas grises moteadas rojizas; localmente con mantos de carbón e intercalaciones de areniscas en menor proporción (SOTO *et al.*, 2001).

Los distintos tipos de litología de grano fino se distinguen por el color, el contenido orgánico y la presencia de carbón. A menudo estas unidades muestran altos niveles de bioturbación. En algunas superficies de la estratigrafía se ven residuos de plantas (ROJAS, 2002). En los sectores donde las lodolitas de la Formación Los Cuervos tienen considerable espesor estos actúan como sellos verticales para

las acumulaciones que se presentan en las areniscas de la Formación Barco (Fajardo, et. al., 2002).

Se interpreta como un ambiente primordialmente plano costero. Las areniscas pueden ser interpretadas como depositadas en barras de arena de canales fluviales en un ambiente continental (AMARIZ, 2004). La presencia de espesos niveles de carbón sugiere la presencia de pantanos localizados principalmente en ambiente continental (Figura 21).

Figura 21. Bloque diagrama representando los ambientes de deposición de la Formación Los Cuervos.



Modificado de AMARIZ *et al.*, (2004).

**4.2.4 Formación Mirador** El nombre de esta unidad procede del Cerro Mirador en la parte alta del Río Lora, al Sur del Distrito de Perijá, Estado de Zulia, en Venezuela. La Formación Mirador se encuentra entre las Formaciones Los Cuervos y Carbonera (DE PORTA, 1974). La edad asignada a esta formación es Eoceno Superior (ZAMORA, 2003).

La Formación Mirador está constituida por tres miembros; inferior y superior que constan de areniscas y el intermedio es lutítico. Se diferencia de las Formaciones Barco y Guadalupe por la presencia de lentes de conglomerados (tamaño de grano) y arcillas grises con horizontes rojizos (paleosuelos).

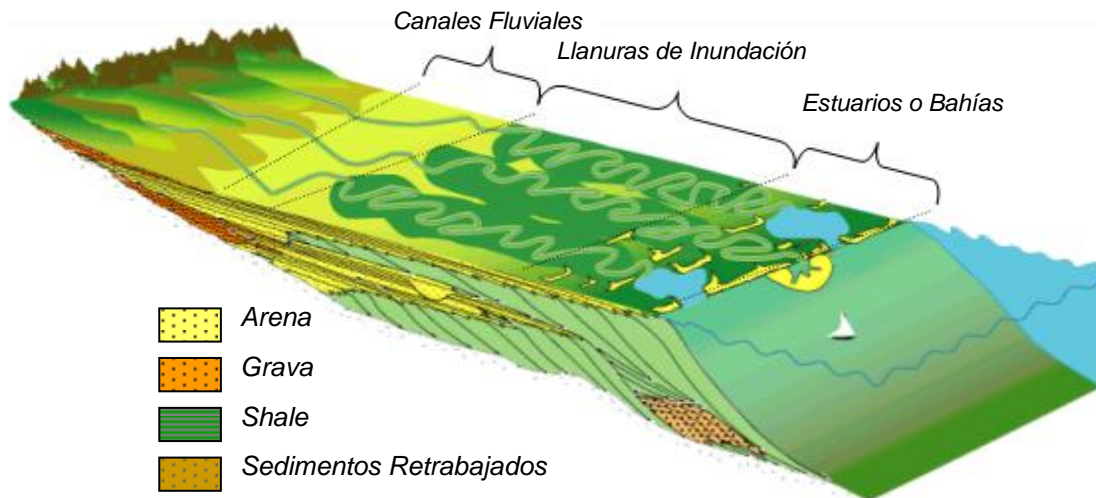
Las areniscas de Mirador son de color claro, de grano grueso a muy grueso, muy limpia y con presencia de caolinita en la matriz. Ocasionalmente presenta capas interestratificadas de conglomerados clastosoportados (tamaño del guijarro). El espesor de los conglomerados va de unos pocos centímetros a decenas de centímetros. Estas capas tienen una morfología lenticular y aparecen en formas de estratificación de diversos tipos y escala (ROJAS, 2002). Los contactos con las unidades de arcilla son típicamente irregulares o erosivos.

Las areniscas conforman secuencias grano-decrecientes. En el miembro inferior predominan las arcillolitas de color gris claro, parcialmente moteadas en capas lenticulares discontinuas. El miembro intermedio presenta arcillolitas grises oscuras y lutitas aparentemente ricas en materia orgánica. Ocasionalmente aparecen capas de arenisca de grano fino a muy fino. El contacto entre los miembros basal e intermedio ha sido considerado discordante (COOPER *et al.*, 1994). En algunas localidades el contacto es concordante.

La Formación Mirador está limitada a la base por una superficie de inconformidad cuyo origen se debe a eventos tectónicos regionales y que ha sido reconocida por muchos autores no solo de toda la Cuenca de los Llanos Orientales, sino también en gran parte de Colombia (FAJARDO *et al.*, 2002).

Para esta unidad el ambiente de depositación se interpreta como canales fluviales de corrientes entrelazadas (Figura 22). En la parte inferior se interpretan depósitos de canales fluviales, *crevasse splay* y de llanura de inundación de un ambiente continental y su límite basal coincide con una de las principales discordancias. En la parte superior se identifican depósitos de canales, de *bay-head* deltas y relleno de estuarios o bahías (Fajardo *et al.*, 2002).

Figura 22. Bloque diagrama representando los ambientes de deposición de la Formación Mirador



Modificado de AMARIZ *et al.*,(2004).

**4.2.5 Formación Carbonera** Los contactos con la infrayacente Formación Mirador y la suprayacente Formación León son transicionales; sin embargo, hacia el este del Piedemonte Llanero no aparece el Miembro C8 de esta Formación y el contacto con la Formación Mirador es una superficie de inconformidad.

La Formación Carbonera es concordante con la infrayacente Formación Mirador y la sobrepuesta Formación León. A esta formación se le asigna una edad de Eoceno Superior-Oligoceno (ZAMORA, 2003).

- ✓ **Miembro C8.** Está constituida por arcillolitas y lodolitas. En la parte superior se pueden reconocer capas gruesas en paquetes métricos de lodolitas de color gris oscuro interpuestos con capas decimétricas de areniscas cuarzosas de grano fino con laminación ondulada. Los análisis de registros indican que hacia el oeste es predominantemente lodosa y hacia el este se encuentran intercalaciones arenosas, incluso en algunos pozos llega ser

predominantemente arenosa (FAJARDO *et al.*, 2000). La información bioestratigráfica señala que esta unidad se depositó durante el Oligoceno (RUEDA y GARZÓN, 1995, MUNAR *et al.*, 1991, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).

- ✓ **Miembro C7.** Consta de varios intervalos de areniscas cuarzosas de grano medio a fino, separados por gruesos paquetes de lodolita. El análisis de electrofacies sugieren una transición de depósitos de canales fluviales a estuarinos a depósitos arenosos progradacionales en llanuras de inundación, bahías o estuarios y finalmente lodolitas de bahías, lagos o de llanuras de inundación. Los depósitos de canales no siempre están presentes (FAJARDO *et al.*, 2000). Esta unidad se depositó durante el Oligoceno y la superficie de inundación al tope de esta unidad marca el límite entre el Oligoceno y Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).
- ✓ **Miembro C6.** Esta unidad está constituida por paquetes decamétricos de shale arcilloso de color gris verdoso oscuro a oliva claro, se pueden encontrar intercalaciones con delgadas capas de caliza dolomítica fosilífera. Hay algunos horizontes fosilíferos ricos en gasterópodos. Ocasionalmente, se encuentran finas capas de carbón. Los análisis de registros concluyen que esta unidad está constituida por intercalaciones de lodolitas y areniscas progradacionales de ambientes continentales o transicionales, las primeras predominan hacia la base y las segundas predominan hacia el tope de la unidad (FAJARDO *et al.*, 2000). La información bioestratigráfica señala que esta unidad se depositó durante el Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).
- ✓ **Miembro C5.** Hacia el tope de esta unidad se presenta un paquete de 10 metros de cuarzoarenisca de grano medio en capas gruesas con laminación planar y en artesa. Hacia la base de la unidad se presentan areniscas de grano fino en capas delgadas tabulares con laminación ondulada y areniscas de grano medio en capas medianas con laminación inclinada. En la mayor parte

de la cuenca esta unidad está constituida por depósitos progradacionales arenosos y lodolitas de ambientes continentales y transicionales (FAJARDO *et al.*, 2002). Esta unidad se depositó durante el Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).

- ✓ **Miembro C4.** Consta de arcillolitas y lodolitas de color gris claro a medio con moteado rojizo. Hacia la parte media se reconoce una capa de aproximadamente 1.5 m de arcillolita carbonosa. La base de C4 corresponde a una superficie de inundación y el tope corresponde a una superficie de inconformidad o evento de máxima progradación (FAJARDO *et al.*, 2002). Esta unidad se depositó durante el Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).
- ✓ **Miembro C3.** Esta unidad está constituida por cuarzoareniscas de grano fino, bien seleccionadas, presenta laminación planar inclinada en una matriz arcillosa. En la parte inferior de esta unidad se encuentran algunos horizontes de intraclastos arcillosos y fragmentos de plantas. La unidad C3 se interpreta como depósitos de canales fluviales. La transición de facies de alta energía como canales, a complejos de “*crevasse splay*” o rellenos de lagos o bahías y finalmente a lodolitas lacustres o de bahías implica una profundización de los ambientes (FAJARDO *et al.*, 2002). Esta unidad se depositó durante el Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).
- ✓ **Miembro C2.** Esta unidad se convierte en el mejor sello después de la Formación León, está compuesta casi exclusivamente por lutitas grises y algunas limolitas. La base es predominantemente lodosa y corresponde a la superficie de inundación y hacia el tope se encuentran intercalaciones arenosas que incrementan su espesor en esta misma dirección y el tope corresponde a una superficie de inconformidad o un punto de máxima programación. Las lodolitas se interpretan como depósitos lacustres o de bahías y las areniscas como depósitos progradantes en estos cuerpos de agua

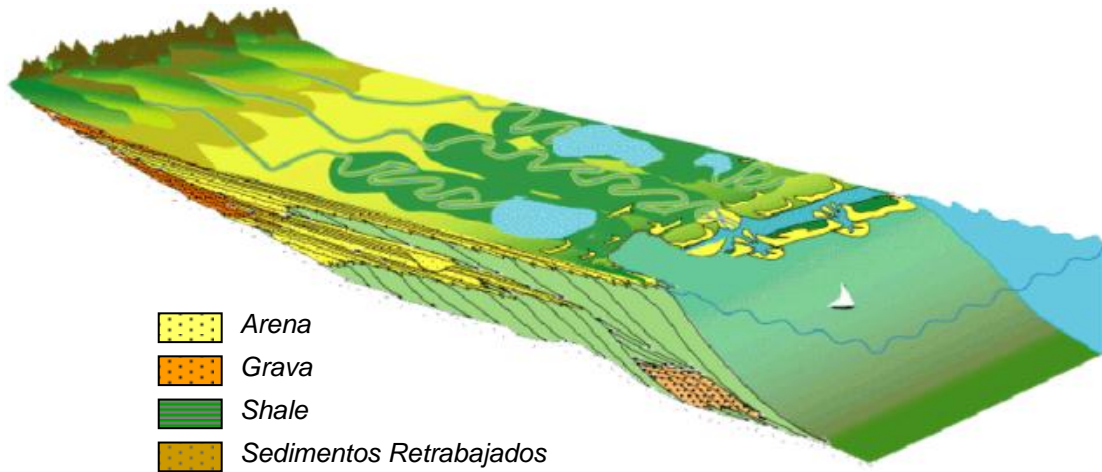
(FAJARDO *et al.*, 2002). Este miembro se depositó durante el Mioceno Temprano. (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).

- ✓ **Miembro C1.** Se encuentra constituida por bancos de arena gruesos de cuarzo areniscas de grano medio a grueso, con laminación planar inclinada de gran escala, similares a las encontradas en la Formación Barco y Guadalupe. Hacia la base de este miembro se encuentran bancos gruesos de areniscas de grano medio a fino intercaladas con capas de lodolitas. La base de C1 corresponde a la superficie de inconformidad y el tope a una superficie de inundación. El tope de C1 es el evento de profundización más fácilmente identificable dentro de la Formación Carbonera en toda la cuenca (FAJARDO *et al.*, 2002). Este miembro se depositó durante el Mioceno Temprano (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).

La interpretación ambiental a partir de análisis bioestratigráficos propone un ambiente continental, lacustre y de planicie costera (Figura 23) (RUEDA y GARZON, 1995, RUEDA, 1996 y FAJARDO *et al.*, 1997).

Según información obtenida por medio de estudios de corazones de esta formación indican que las unidades de lutitas son predominantemente lodosas y se interpretan como de ambiente deltaico con influencia marina, mientras que las unidades constituida por areniscas cuarzosas con delgadas intercalaciones lodosas hacia el tope se interpretan como depósitos de canales mareales (MUNAR *et al.*, 2002).

Figura 23. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Carbonera.



Modificado de AMARIZ *et al.*, (2004).

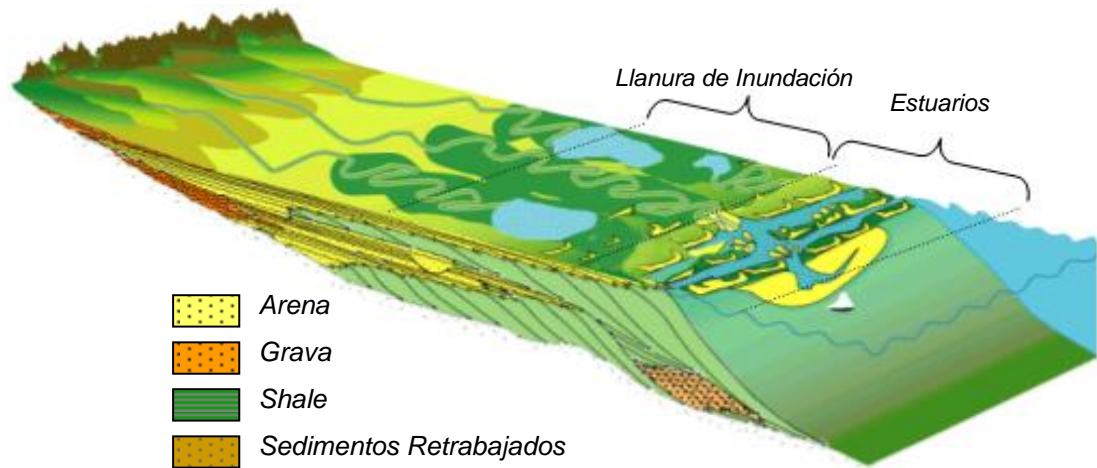
**4.2.6 Formación León** Dataciones bioestratigráficas señalan que la Formación León se depositó durante el Mioceno Medio (MUNAR *et al.*, 1991, RUEDA y GARZÓN, 1995, FAJARDO *et al.*, 1997 y REYES *et al.*, 1998).

El nombre de esta unidad procede de la Quebrada León, afluente del Río Zulia, en la parte oriental del anticlinal de La Petrolea, a unos 9 Km. al NW de Puerto Villamizar (DE PORTA, 1974). La Formación León es concordante con la Formación Carbonera y la sobrepuesta Formación Guayabo. Esta formación es el nivel de despegue más superior identificado en el Piedemonte. Constituye el único sello potencial eficaz de la cuenca.

Esta formación está constituida por shales y arcillas gris oscuras y verdosas con delgadas Interestraticaciones, frecuentemente hacia la base consta de areniscas arcillosas de color verde o gris, de granos finos a muy fino poco consolidados. El espesor disminuye de sur a norte, variando entre 300 y 600 m (FAJARDO, 2000).

La Formación León, es una arcillolita de origen lacustre que se extiende por toda la Cuenca Llanos y suprayace a la Formación Charte. La interpretación ambiental a partir de información bioestratigráfica reporta un ambiente de llanura aluvial y llanura costera (Figura 24) con alguna influencia marina para este intervalo estratigráfico (Rueda y Garzón, 1995 y Fajardo, et. al., 1997). Por lo tanto la Formación León se depositó en ambientes lacustres con predominio de aguas dulces hacia el sureste y este de la cuenca y en ambientes de lagunas costeras, bahías o estuarios con influencia salobre hacia el noroeste y oeste de la cuenca (FAJARDO *et al.*, 2000).

Figura 24. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la base de la Formación León.



Modificado de AMARIZ *et al.*, (2004).

**4.2.7 Formación Charte** Esta unidad se encuentra infrayaciendo a la Formación Guayabo y suprayaciendo a la Formación Carbonera. Se le asigna una edad del Mioceno.

Esta formación está compuesta de intercalaciones de mudstone y siltstone con frecuentes intercalaciones de areniscas. El mudstone es predominantemente de colores gris claro, gris oliva. Moderadamente consolidado, con inclusiones de carbonatos, ocasionalmente se encuentran mudstones de color amarillo ocre pocos consolidados hacia el tope. El siltstone es predominantemente gris oscuro, gris oliva y gris rojizo, ocasionalmente se encuentra poco consolidado.

Las areniscas observadas en esta unidad son cuarzosas, de colores amarillos, moderadamente consolidada, homogénea de grano fino, con un buen empaquetamiento y sin porosidad visible.

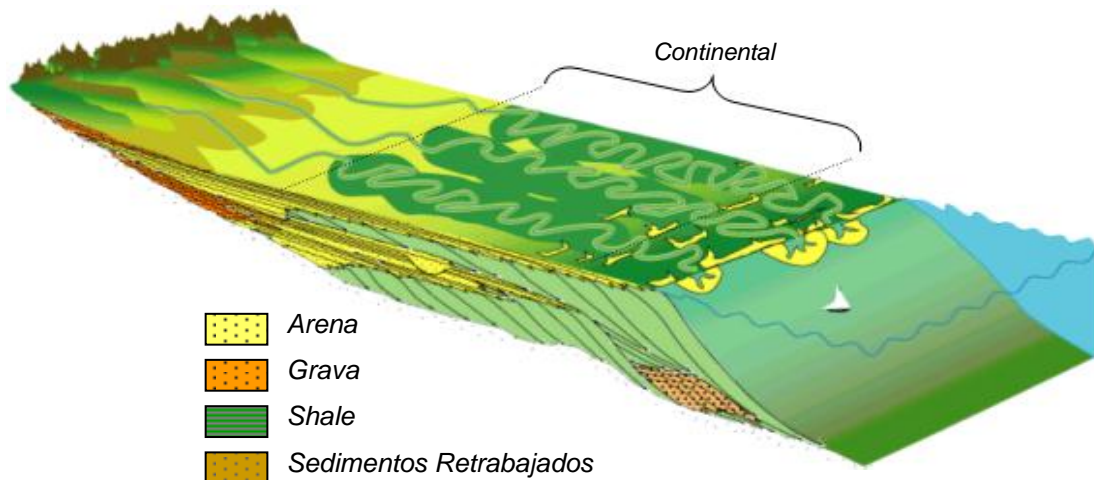
En esta unidad se reconocen arcillolitas de origen lacustre que representa la máxima inundación de los mares Terciarios

**4.2.8 Formación Guayabo** El nombre de esta unidad deriva del Cerro Guayabo en el Distrito de Colón (Venezuela) (DE PORTA, 1974). La Formación Guayabo es la última sedimentación de la cuenca y es concordante con la Formación León. Se le asigna una edad Plioceno - Pleistoceno.

Esta formación se divide en dos miembros; el inferior que es más arcilloso que el superior. Esta unidad está constituida por areniscas de colores pardos a amarillos y en algunos casos rojizos de grano fino a medio, intercaladas con arcillas y shales grises, mal seleccionadas. El miembro superior consta de arcillas rojas, moteadas interestratificadas con areniscas blancas de grano medio a grueso generalmente arcillosas y su espesor varía 400 a 2600 metros.

Los ambientes sedimentarios también varían, siendo marino hacia la base y fluvio-marino a continental al tope. (Figura 25).

Figura 25. Bloque diagrama representando los ambientes de depositación de la Formación Guayabo.

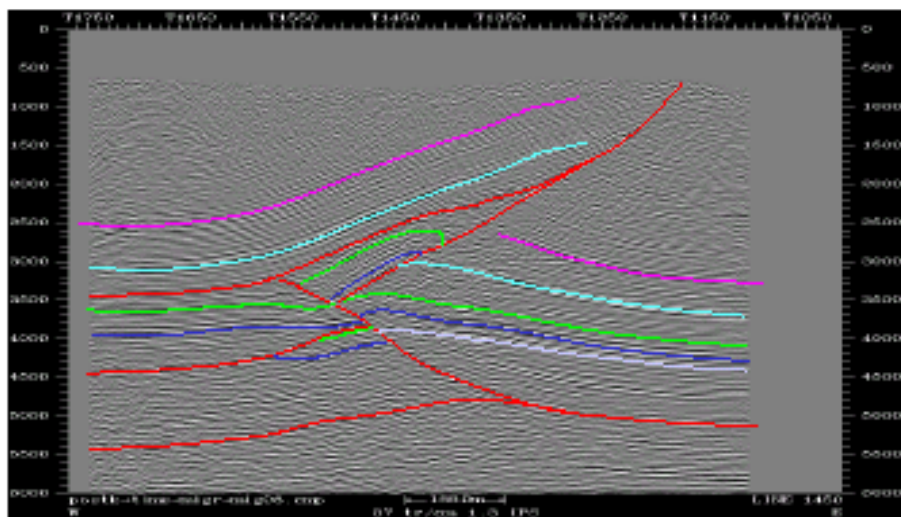
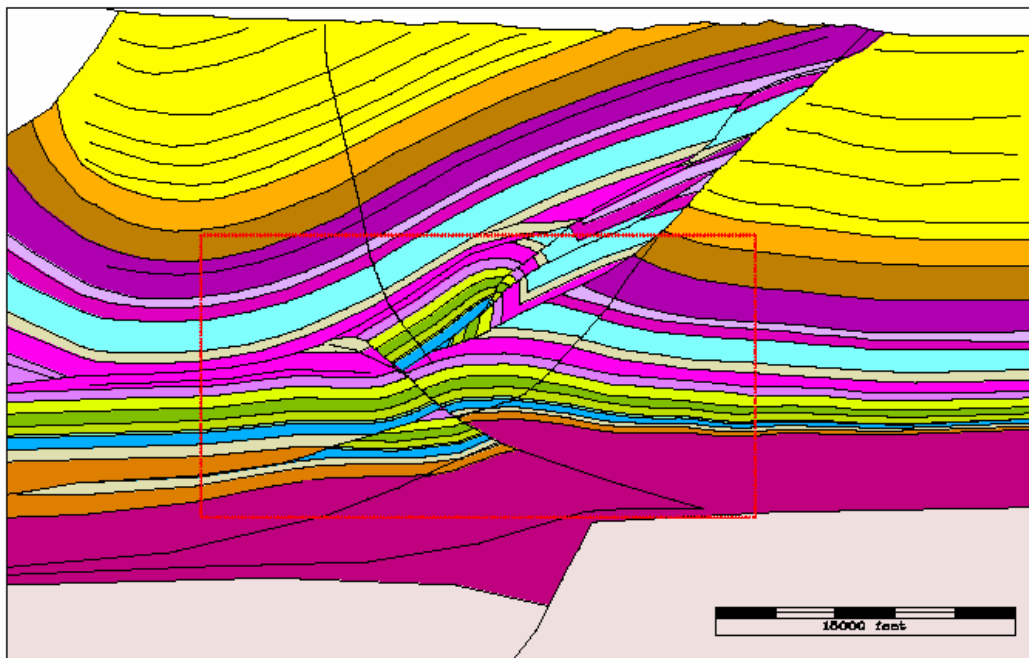


Modificado de AMARIZ et al., (2004).

### 4.3 ESTILO ESTRUCTURAL

La complejidad de la cuenca aumenta a medida que se desplaza de sur a norte. Esta complejidad estructural en el subsuelo y en superficie se refleja en el deterioro de calidad de la imagen sísmica. (Figura 26).

Figura 26. Modelo estructural y línea sísmica a lo largo de la estructura de Cupiagua. Zona del tren de estructuras aisladas apretadas. Tomado de Soto (2002).

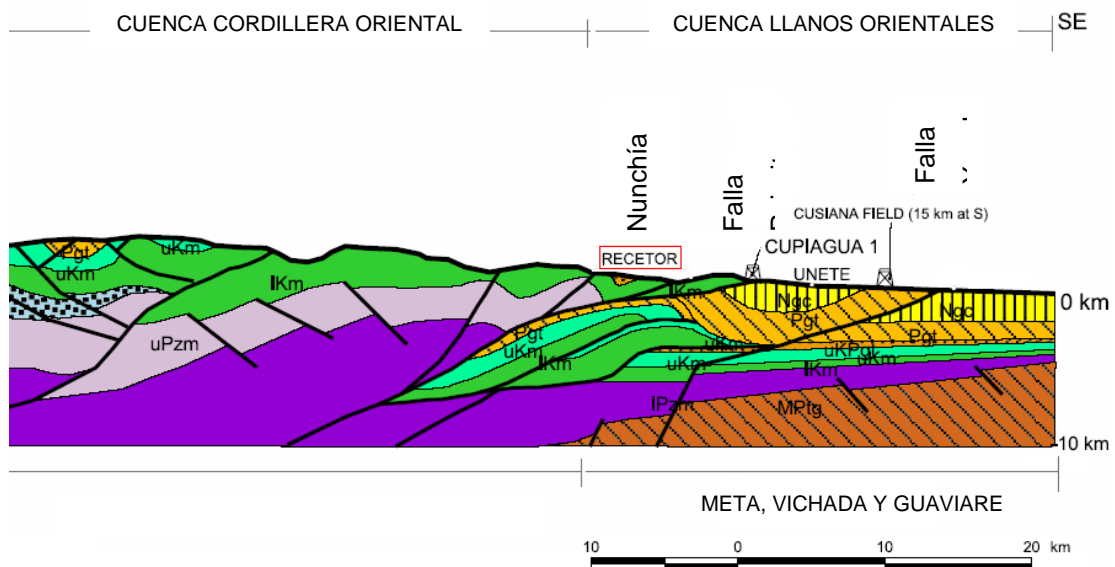


Tomado de Soto (2002).

El Piedemonte este de La Cordillera Oriental, está caracterizado por la presencia de fallas de cabalgamiento con vergencia al SE. Las fallas principales dan indicios de corresponder a estructuras preexistentes en el basamento y que posiblemente tuvieron control en la sedimentación durante el Cretácico y Terciario. Estas fallas de acuerdo a los modelos evolutivos de la Cordillera, fueron posteriormente invertidas durante el levantamiento de la Orogenia Andina (COLETTA *et al.*, 1990).

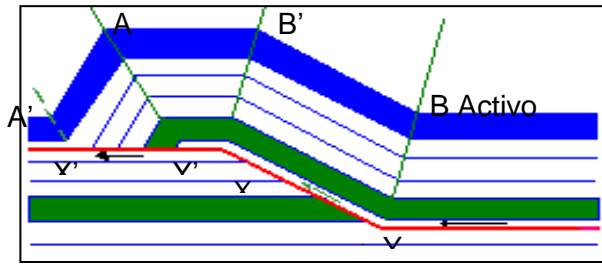
Perfiles geológicos a través del Piedemonte Oriental de La Cordillera (Figura 27), muestran principalmente estructuras relacionadas a eventos compresivos, tales como anticlinales por flexión (*Fault-bend-fold*) (Figura 28), pliegues de propagación de falla (*Fault-propagation-fold*) (Figura 29), zonas de duplex (Figura 30), (MARTINEZ, 2002), sinclinales pasivos y un sistema secundario de fallas de rumbo, oblicuo al tren de La Cordillera, que frecuentemente constituyen rampas laterales.

Figura 27. Sección Esquemática Piedemonte Llanero



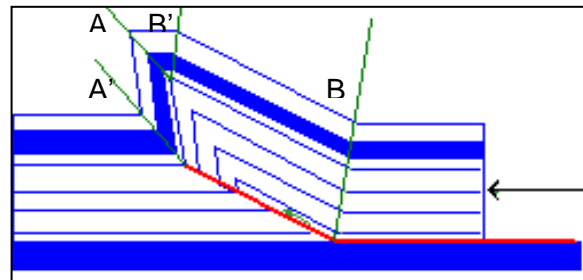
Tomado de: INGEOMINAS, (2005).

Figura 28. Pliegues por flexión. Fault-bend-fold.



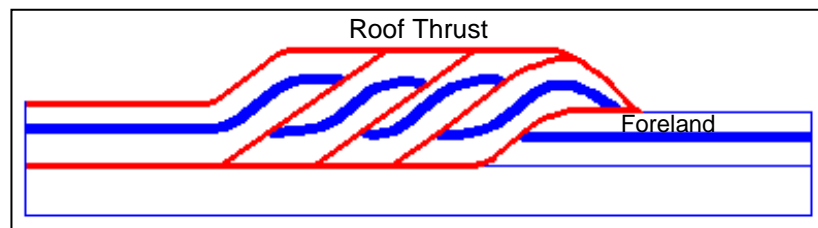
Tomado de LINARES, (2003).

Figura 29. . Pliegue por propagación de falla. Fault-propagation-fold.



Tomado de LINARES, (2003).

Figura 30. Zona de Dúplex Clásico.



Tomado de LINARES, (2003).

**4.3.1 Pliegues** Los sinclinorios fallados representan las estructuras plegadas más comunes, dentro de las cuales se encuentran los anticlinales que constituyen los reservorios actuales y/o potenciales para los hidrocarburos de la región.

- **Sinclinal de Nunchía:** Es un sinclinal pasivo de techo que se desarrolla entre las Fallas de Yopal y Guaicáramo, siendo cortado por ésta última. Es una estructura amplia asimétrica, cuyo eje representa un rumbo N45°E, con cabeceo hacia el noroeste, su superficie axial exhibe un buzamiento hacia el sureste. El núcleo del Anticlinal de Nunchía está compuesto por la Formación Charte y Guayabo y su flanco oriental lo componen las Formaciones León y Carbonera, este sinclinal lo afecta los pozos analizados en el presente proyecto.

- **Anticlinal del Limbo:** Es una estructura apretada levemente asimétrica hacia el noroeste, cuyo eje muestra un cabeceo al noreste, su superficie axial es vertical ligeramente inclinada hacia el noroeste, su eje exhibe un rumbo de N45E.

- **Sinclinal de La Tasajera:** El eje de este sinclinal se encuentra afectado por la Falla Tasajera, presenta un rumbo noroeste, con un cabeceo hacia el noroeste y además es asimétrico.

- **Sinclinal de Zamaricote** Es un sinclinal pasivo de techo limitado por las Fallas de Ariporo y el Backthrust de Zamaricote. Se extiende al sur entre las Fallas de Yopal y Borde Llanero, siendo cortado por algunas fallas menores.

- **Anticlinal de Monterralo:** Estructura de rumbo NE, aflorante en superficie al suroeste del área, inmediatamente al oeste de los Campos Pauto Sur y Floreña. Involucra las Formaciones Une, Gachetá, Guadalupe, Barco, Los Cuervos, Mirador y la base de Carbonera. Es cortado al oeste y al norte por la Falla de Guaicáramo.

- **Anticlinal del Morro:** Es una estructura similar al Anticlinal de Monterralo, que corresponde a una escama inferior a ésta, aflorando en la parte centro oeste del Piedemonte Llanero.

**4.3.2 Fallas** Las Fallas de Cabalgamiento son el principal tipo de fallas identificadas en la región; con vergencia este y dirección de rumbo suroeste-noreste. Conforman sistemas que permiten el levantamiento predominantemente del Cretáceo y en algunos sectores del Pre-Cretáceo, sobre la secuencia Terciaria (LINARES et al., 2002).

- **Falla de Guaicáramo:** Es una falla de cabalgamiento, con rumbo principal NE, que separa La Cordillera Oriental del Piedemonte de Los Llanos.

- **Falla de Yopal:** Su trazo en superficie con rumbo NE, pone en contacto a las unidades superiores de la Formación Carbonera contra la Formación Guayabo. Hacia el norte su desplazamiento va disminuyendo paulatinamente hasta ser cortada por la Falla de Ariporo (HOSSACK, 1997). Es una falla de cabalgamiento que emerge a superficie, a ella se unen diferentes fallas de despegue (“*detachment*”). El nivel de despegue, corresponde a reactivación como fallas durante la Orogenia Andina, de superficies de discordancia de edad Oligoceno, producto de una etapa inicial de deformación en el Piedemonte. Este principal nivel de despegue que se une a la Falla de Yopal, se localiza estratigráficamente hacia la base de la Formación Carbonera, siendo un problema para la estabilidad del pozo (ROJAS, 2002). La discordancia es paulatinamente más joven hacia el norte. Esto significa que las estructuras bajo la falla/discordancia son principalmente estructuras antiguas reactivadas. La principal evidencia de estas discordancias, parte de la imagen sísmica donde se observan rellenos sedimentarios sobre una superficie erosiva. En el área de estudio esta falla va intra C6.

- **Falla del Borde Llanero:** Es una falla de cabalgamiento que se desarrolla como una ramificación (“*splay*”) de la Falla de Yopal. Se une al norte con la Falla de Ariporo a la que transfiere su acortamiento (ROJAS, 2002).

- **Falla de Ariporo:** Falla de cabalgamiento con sentido NE, Se origina a partir de una falla de despegue en la Formación León que emerge a superficie

hacia el este. Toma el acortamiento de las Fallas de Yopal y Borde Llanero. En su extremo norte presenta una ramificación “*splay*”, producida por relevo. Se reconoce una superficie de discordancia, correspondiente a un periodo de estructuración durante el Mioceno Medio. Observando el cambio de la superficie de discordancia en el Piedemonte Llanero, desde unidades más antiguas al sur hacia unidades más jóvenes al norte. Un proceso continuo de formación de estructuras previo a la Orogenia Andina fue evolucionando en el tiempo en sentido sur - norte.

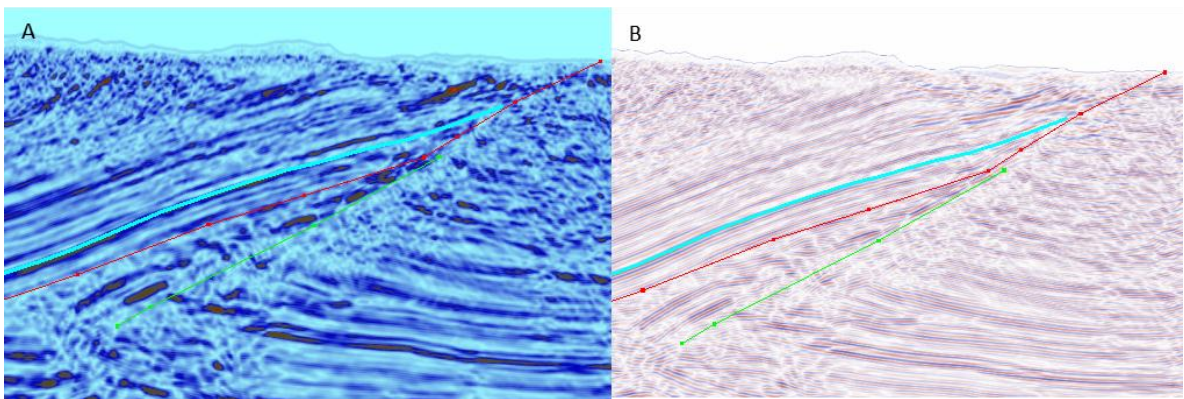
- **Backthrust de Zamaricote:** Corresponde a una falla de cabalgamiento con vergencia hacia el oeste, opuesta a la vergencia principal del Piedemonte. Se origina a partir del despegue en la Formación Diablo, emergiendo a superficie hacia el oeste.

- **Fallas de Inversión:** Son fallas de alto ángulo, no aflorantes, que afectan desde el basamento hasta la parte media del Terciario, observadas en información sísmica. Se desarrollan principalmente bajo el flanco oriental de los Sinclinales de Zamaricote y Nunchí.

En la metodología anteriormente expuesta se define que se tiene que seleccionar los intervalos lodosos de la secuencia con una alta tasa de depositación, los cuales van a servir como sellos semipermeables donde se van a dar las sobrepresiones, generadas por la subcompactación. Para esta área de trabajo se encuentran, dos grandes sellos verticales que corresponden a la Formación Leon y el Miembro C2, pero sin embargo existen otros intervalos arcillosos que no se pueden despreciar ya que estos han servido para que las presiones no se disipen como son los miembros C8, C6 y C4. Otro punto analizar es lo que sucede en el C5, ya que este está compuesto de arenas las cuales tienen una buena permeabilidad y han permitido que estos fluidos tengan una mejor disipación por el levantamiento que ha sufrido conectado a superficie las formaciones que están por encima de la falla dándole un flujo lateral a los fluidos que se encuentran presentes en las arenas,

por debajo de esta falla las formaciones no tienen conexión con superficie por lo cual es de esperarse mayores presiones en C6, C7 y C8, encontrando que otra causa que puede estar actuando para esta área sea la transferencia dinámica de fluidos (figura 31). Por otro lado se descarta la sobrepresiones por expansión termal de fluidos para la Formación Carbonera debido a que se encuentra inmadura y presenta un contenido de materia orgánica predominantemente pobre (Bueno J. & Mendoza J., 2008).

Figura 31. Sección sísmica donde se puede apreciar C5 (celeste) y la Falla de Yopal (rojo) y Falla Imbricación (verde)



#### 4.4 ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN DE PORO 1D

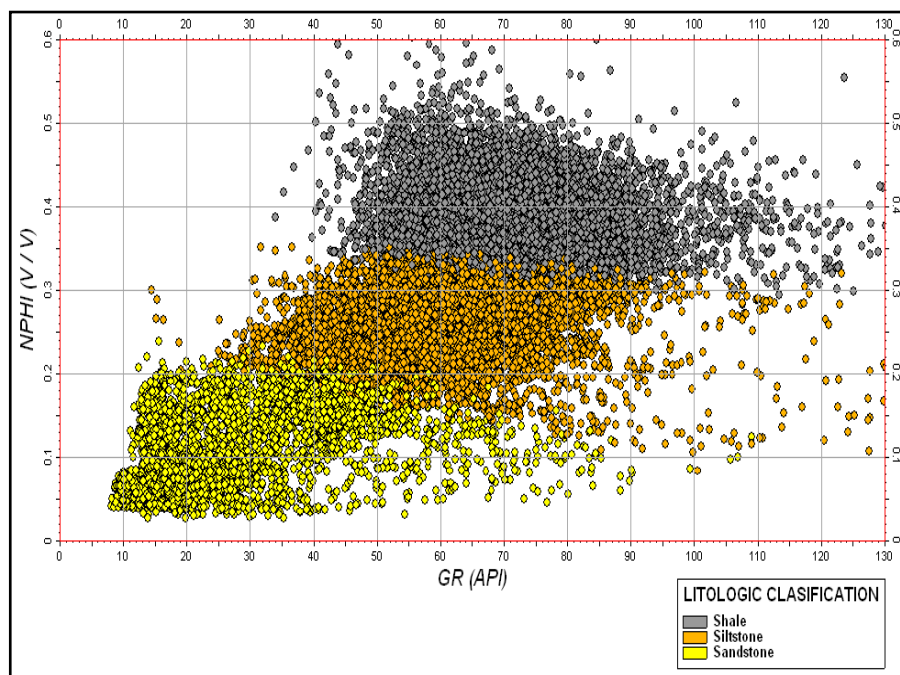
Lo primero que se debe realizar al momento de estimar la presión de poro 1D, es la clasificación litológica presente de cada pozo, ya que es necesaria la discretización de las litologías permeables de las impermeables, en este caso las arenas de las limolitas y arcillas. Esta discretización puede desarrollarse por medio de teorías tales como Vshale o el desarrollo de crossplot (figura 32).

Luego de tener el perfil litológico se procede a realizar la estimación de la presión de poro. El primer método a calcular es la sobrepresiones generadas por la

subcompactación, la cual para este caso se utiliza el método de Eaton (Ecuación 6) variando el valor de 1.2 por 0.45 (Figura 34)

Debido a que la probable causa de sobrepresiones para la formación Carbonera que es la formación problema puede ser la transferencia dinámica se propone utilizar la metodología desarrollada por Mann D. M. & Mackenzie A. S., 1990.

Figura 32. Cross-plot de GR vs NPHI. En éste se pueden determinar los rangos en los cuales se encuentran los tipos de litologías especificados.



Tomado de E. Illidge (2008).

Como se mencionó en capítulos anteriores ellos se basan en las permeabilidades y la disipación o aumento de presión que pueden sufrir en un tiempo geológico, por lo cual es necesario calcular los datos de permeabilidad, que se puede realizar por medio de correlaciones que se encuentran en la bibliografía partiendo de datos

de porosidad, utilizando la ecuación 22 para litologías finas, donde A es un parámetro de ajuste para cada pozo, y la ecuación 23 para litologías arenosas, tomando el diámetro de los poros encontrado en la literatura, Figura 33. Luego es necesario encontrar el valor de la velocidad de sedimentación, para encontrar dichos valores se tomó un valor promedio del espesor de las formaciones debido a su gran continuidad lateral y por medio de los datos de tiempo reportados por Parra *et al.* 2010 (figura 18) se obtuvo estos datos Tabla 1. Por último es necesario definir el valor de C, el cual para este estudio se tomó como  $5 \cdot 10^{15.456}$  encontrando la curva de presión para el pozo, además en sobre la falla de Yopal se tomó como un punto máximo de presión tal como lo indica Grauls D., & Baleix J., 1994, que sugiere que sobre las zonas de fallas la presión de poro va a ser igual al esfuerzo mínimo, esta presión va a tender a disiparse en este caso hasta el C5 donde va tender a equilibrarse con la presión de las formaciones superiores debido a que este miembro es muy arenoso que permite que fluyan los fluidos y se disipe la presión (figura 34).

#### **4.5 GENERACIÓN DE MODELO 3D**

Para el desarrollo del modelo se tomaron 17 pozos de los cuales se descartaron 7 inicialmente por no tener información suficiente para convertirlos a tiempo (VSP), luego se descartaron los pozos que no tuvieran registro de porosidad quedando al final 5 pozos.

Para realizar el amarre tiempo profundidad, se utilizó Petrel y por medio de una ondicula teórica realizando la convolución con el coeficiente de reflexión para obtener así la traza sintética del pozo y amarrarla con la traza real de la sísmica (Figura 35 Track 3 y 4 respectivamente), y por medio de estas dos trazas ejecutar el respectivo amarre. Luego de tener amarrados los topes de los pozos y ajustados en tiempo se procede al picado de las superficies, para este picado se utilizaron atributos estratigráficos tales como: RMS, Intensidad de Reflexión,

Chaos y Ant Tracking (Figura 36, 37, 38 y 39 respectivamente). Al tener interpretada todas las superficies dentro del volumen se procede a desarrollar un modelo estructural en Petrel con el objetivo de modelar las fallas y cortar las superficies con dichas fallas (Figura 40).

Con las superficies interpretadas se crea el modelo de grillas en el cual van a contener los datos de los pozos para realizar el poblamiento, esto se realiza por medio del proceso de **Make Simple Grid** (Figura 41) y luego por medio de un análisis de los datos se construyen variogramas por zonas el cual va ser utilizado para poblar la grilla anteriormente construida (Figura 42).

Tabla 1. Rata de depositación para el campo.

FORMACIÓN	ESPESOR PROMEDIO	INICIO	FIN	TOTAL	DT/DH (M/MA)
<b>Guayabo</b>	7015	0	5.3	5.3	218.180816
<b>Leon</b>	1605	9.8	16	6.2	78.903871
<b>C1</b>	1749	16	19.3	3.3	161.544
<b>C2</b>	654	19.3	20	0.7	284.770286
<b>C3</b>	411	20	20.2	0.2	626.364
<b>C4</b>	209	20.2	20.5	0.3	212.344
<b>C5-C7</b>	2751	20.5	31.2	10.7	78.3649346
<b>C8</b>	418	31.2	39.8	8.6	97.5005581
<b>MIRADOR</b>	563	39.8	55	15.2	8.382

Figura 33. Permeabilidad a partir de datos de porosidad en el pozo UIS 17. Track 1 porosidad, Track 2 Permeabilidad.

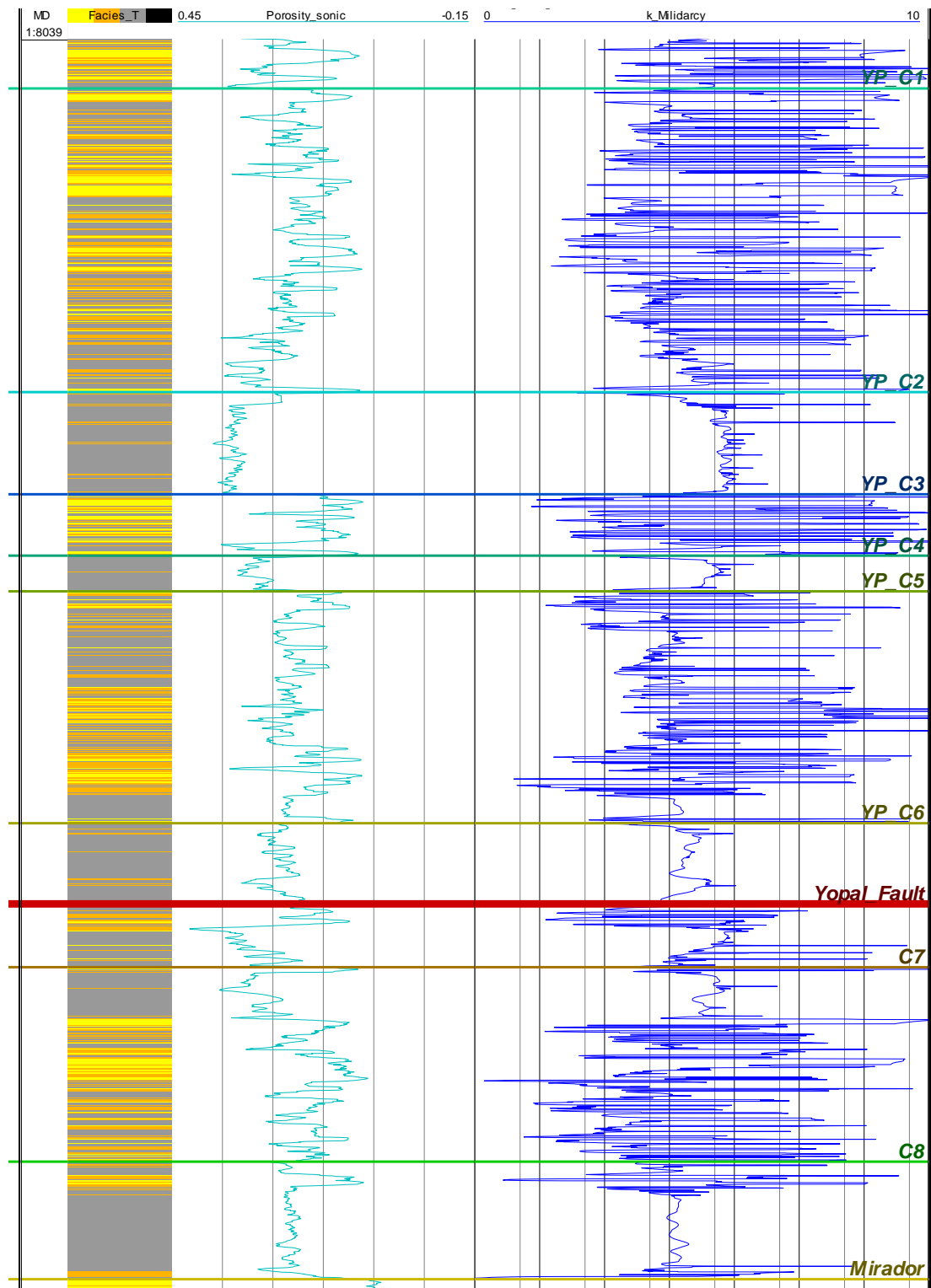


Figura 34. Perfil de presión. Track 1 Caliper, Track 2 Presión de poro subcompactación (Eaton) (azul), Presión de poro subcompactación + transferencia dinamica (Mann & Mackenzie) (azul), peso de lodo (verde), presión hidrostática (celeste) y Track 3 Velocidad (rojo) y Velocidad normal (negro)

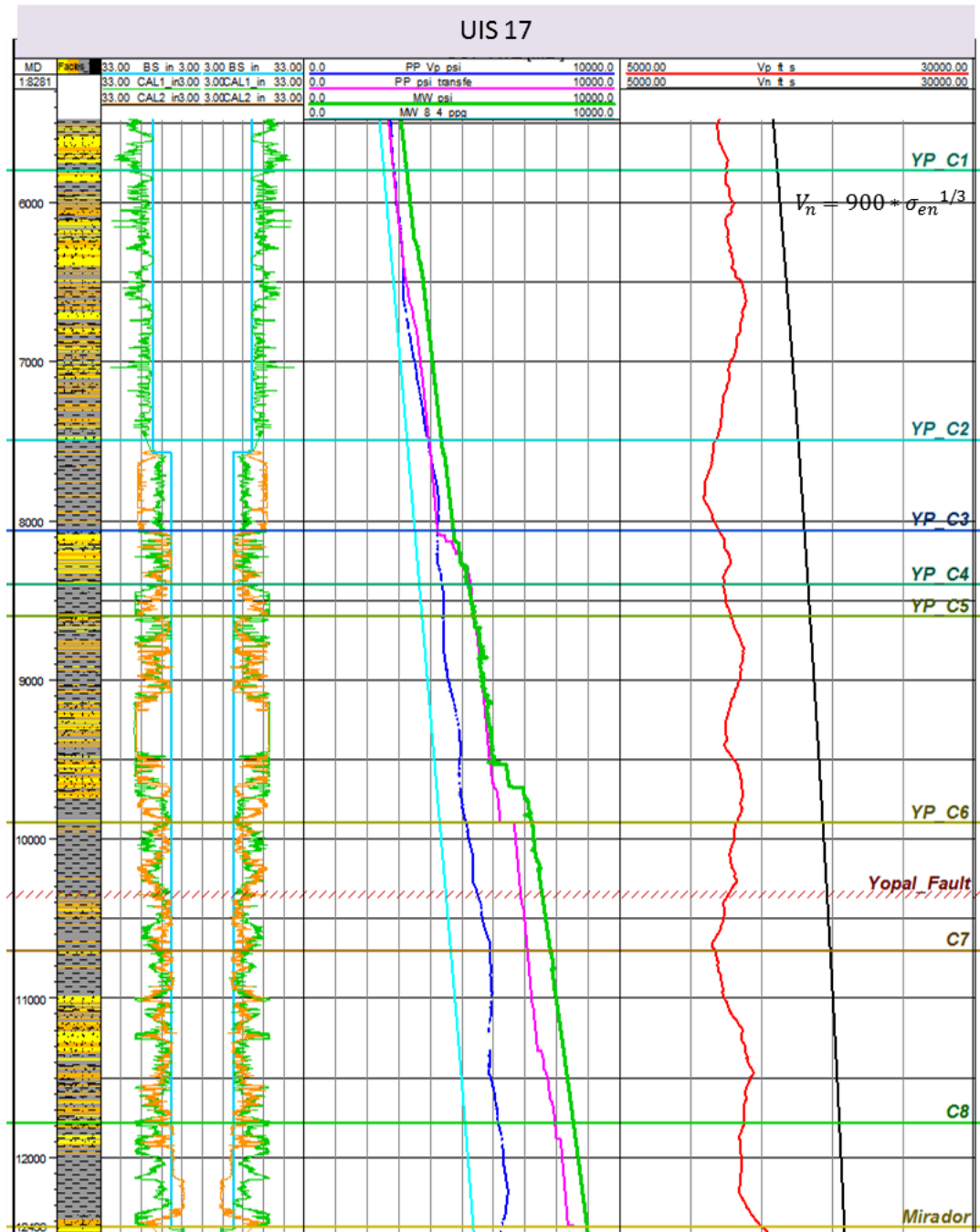


Figura 35. Amarre tiempo profundidad. Track 1 Gamma Ray, Track 2 coeficiente de reflexión, Track 3 traza sintética, Track 4 traza sísmica.

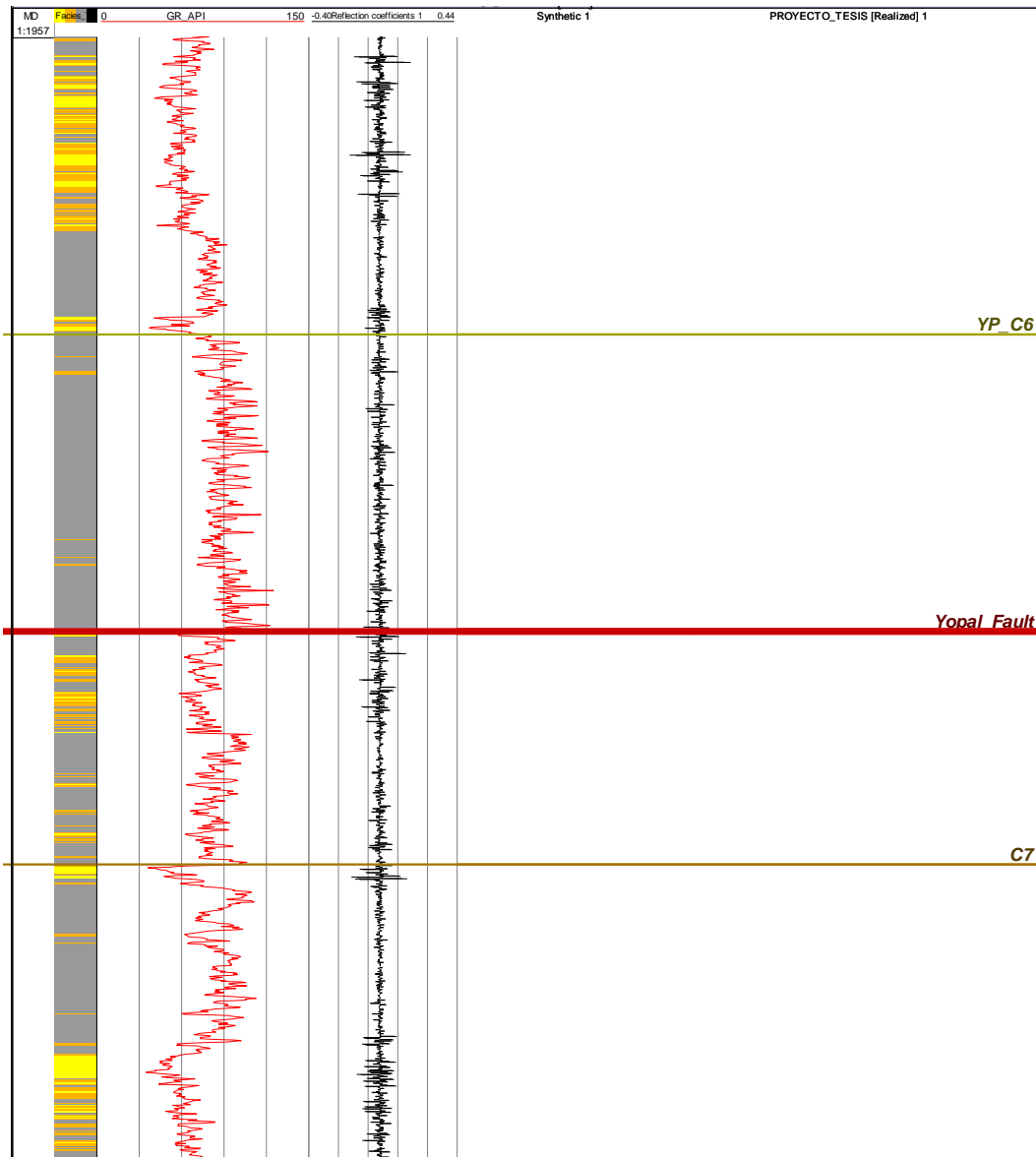


Figura 36. RMS utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C7 (Verde, Azul y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)

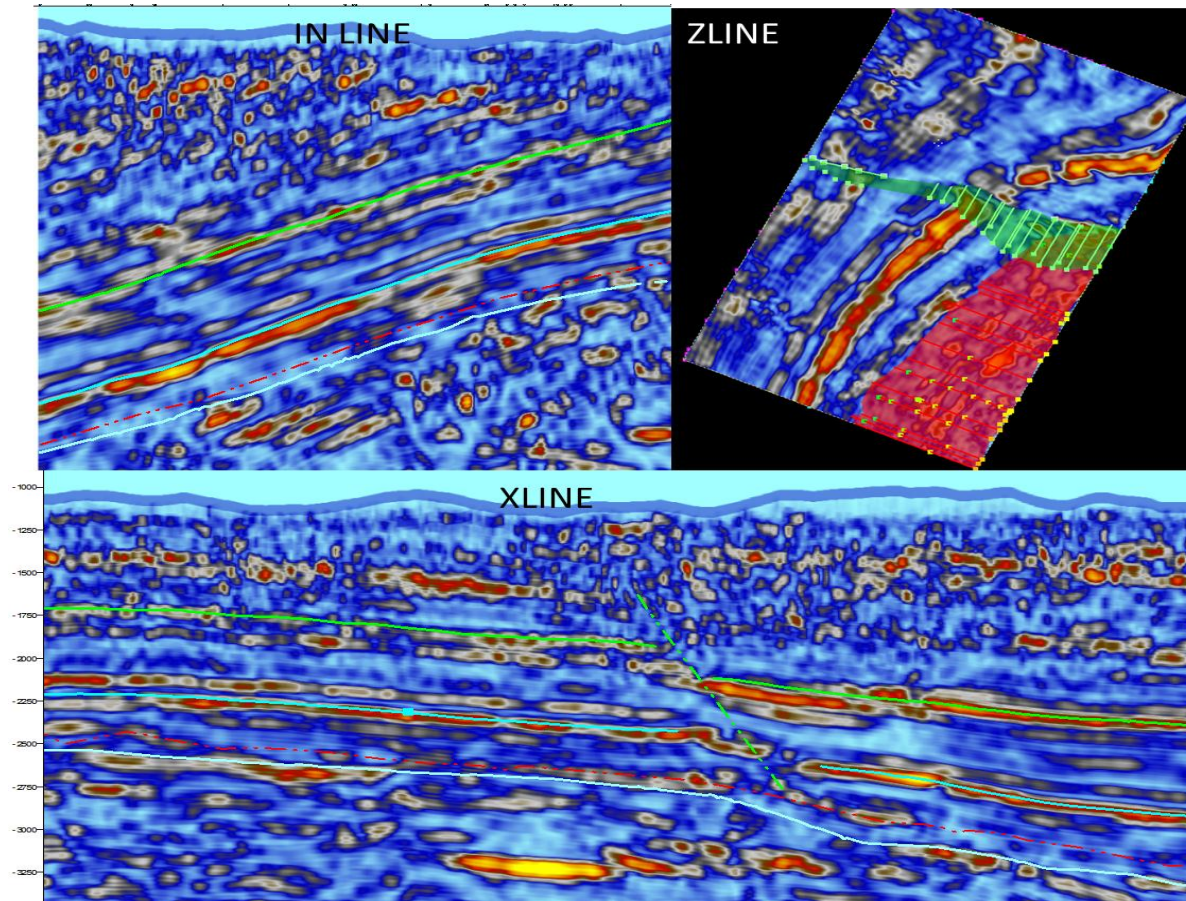


Figura 37. Intensidad de Reflexión utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C7 (Verde, Azul y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)

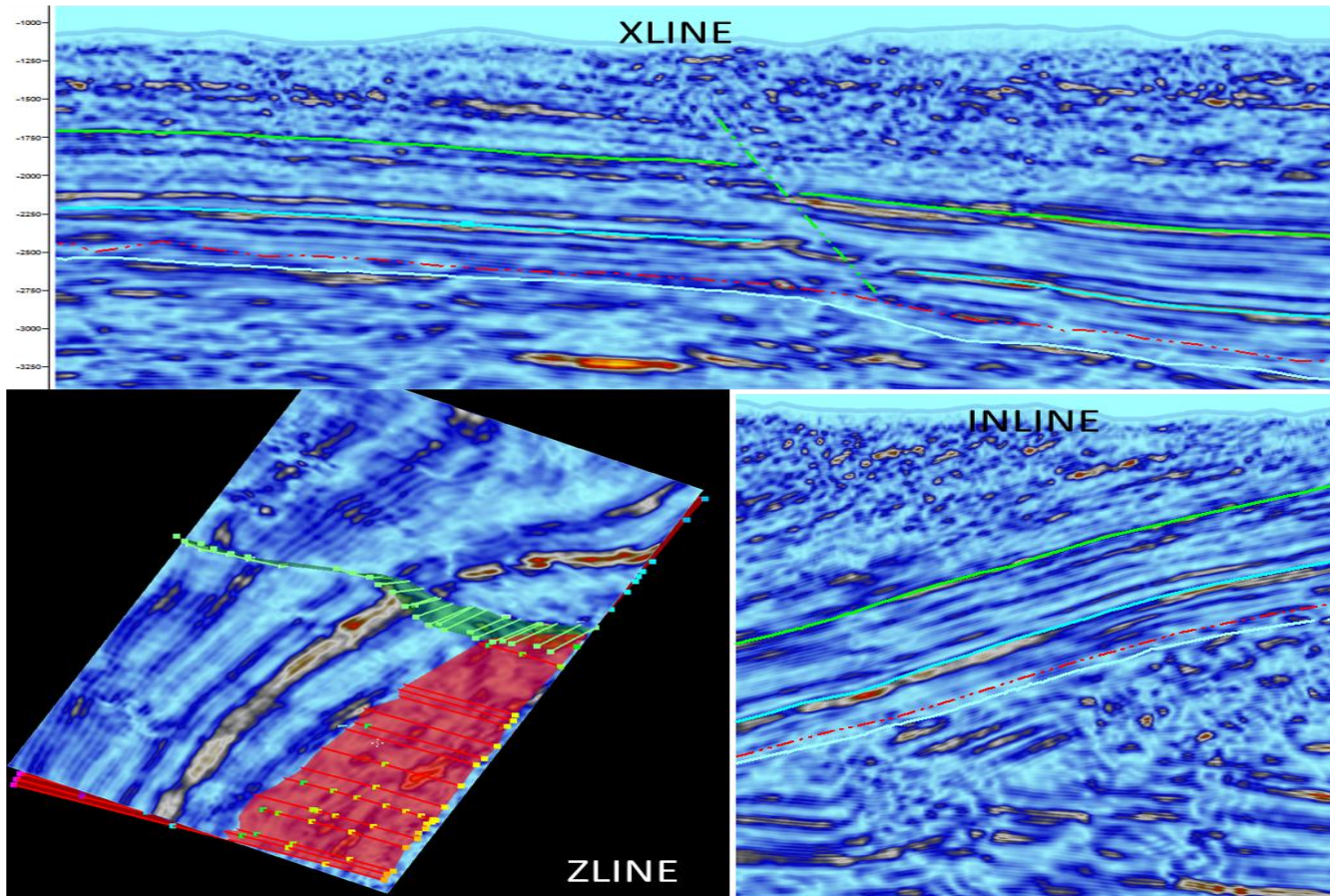


Figura 38. Chaos utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C6, C7 (Verde, Azul, rosada y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)

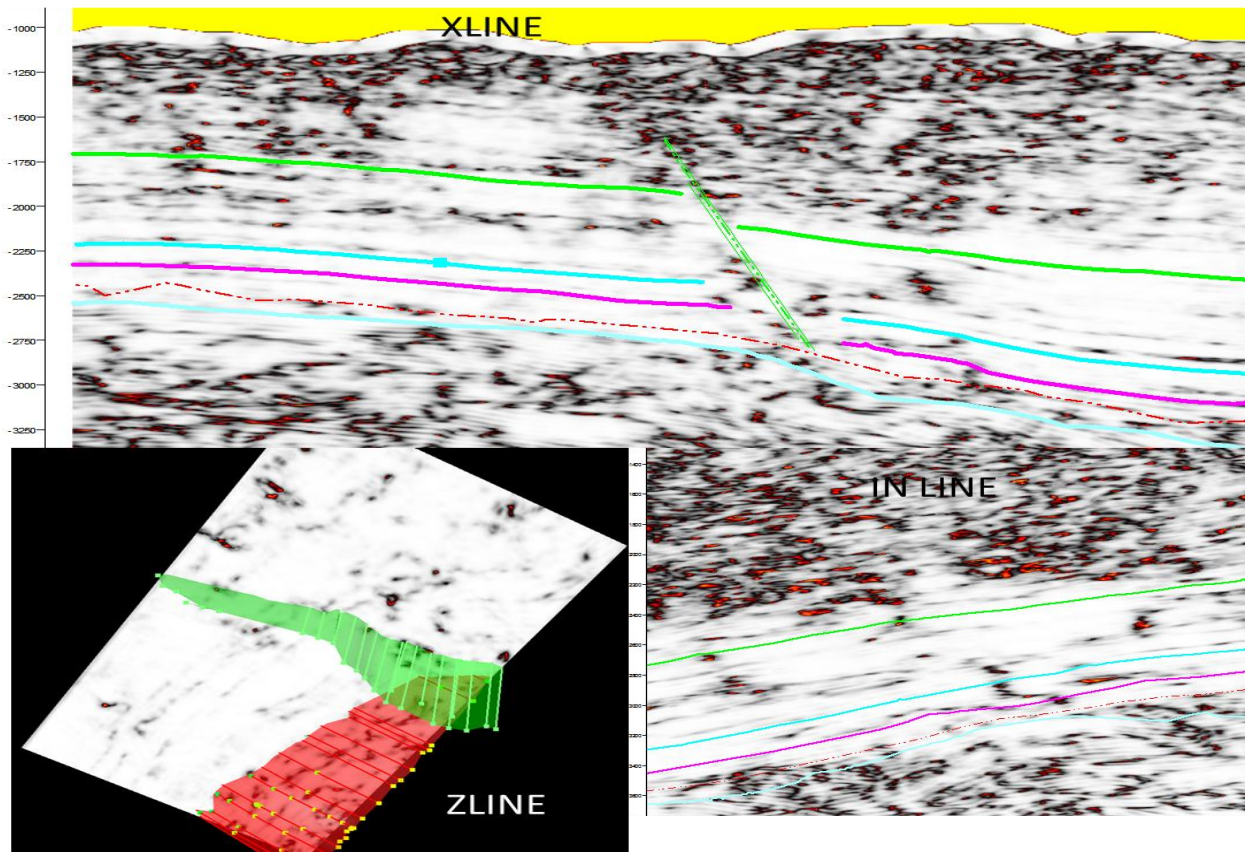


Figura 39. Ant Tracking Chaos utilizado para realizar la interpretación estructural, donde se pueden ver los principales horizontes utilizados para este estudio, C1, C5, C6, C7 (Verde, Azul, rosada y Celeste respectivamente) y las principales Fallas, Falla de Yopal (rojo punteada) y Falla entre C1 y C6 (verde punteada)

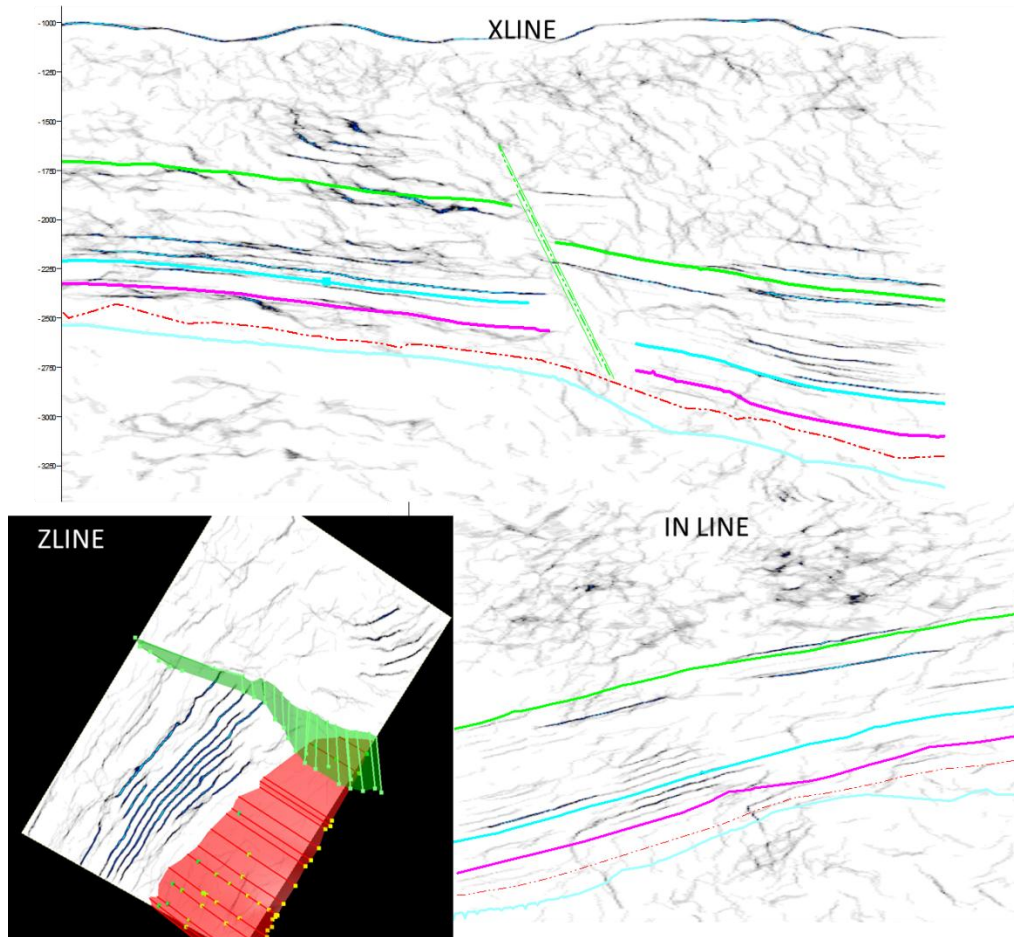


Figura 40. Modelo estructural en el cual se ven los horizontes interpretados cortados con las superficies.

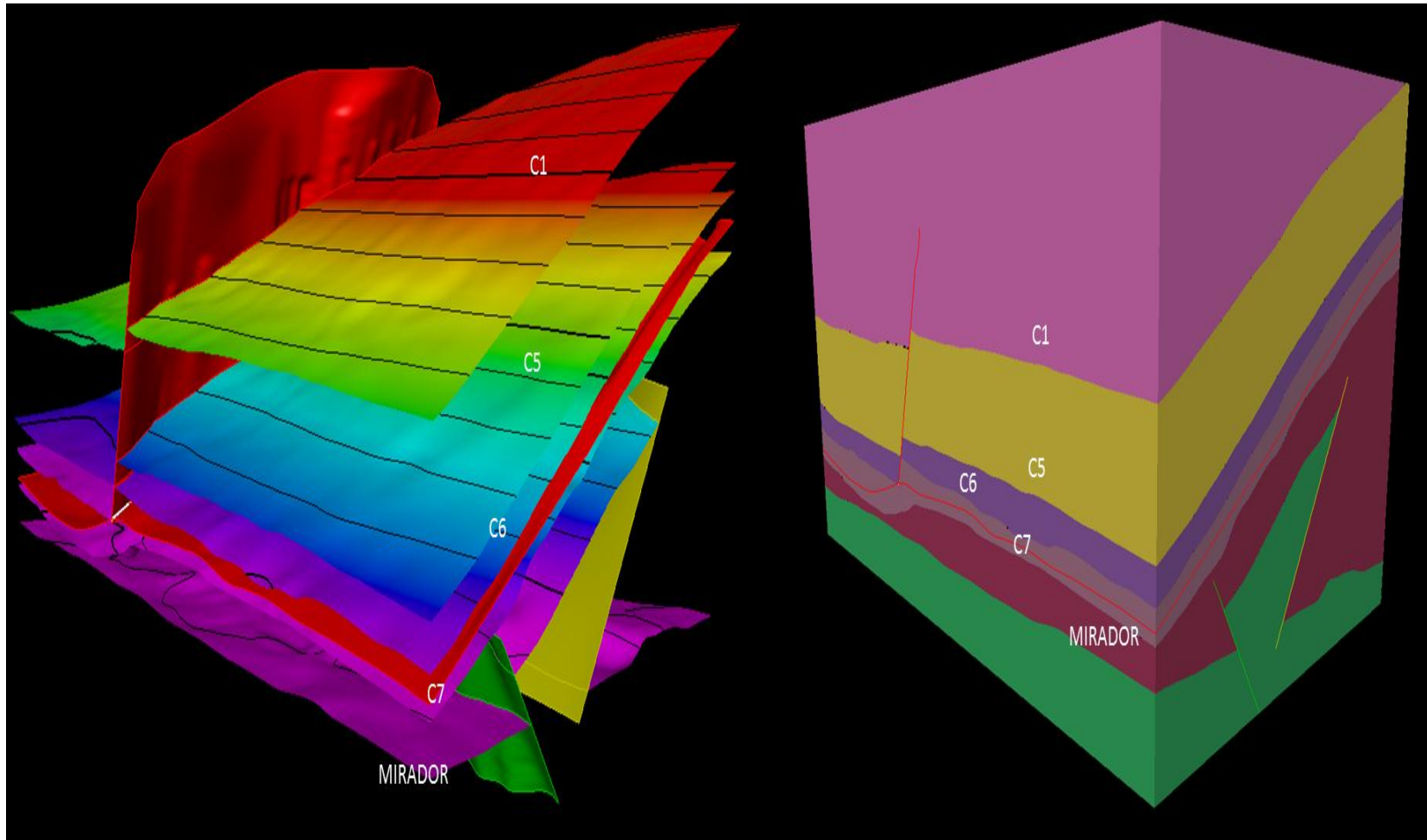


Figura 41. Modelo de grillas

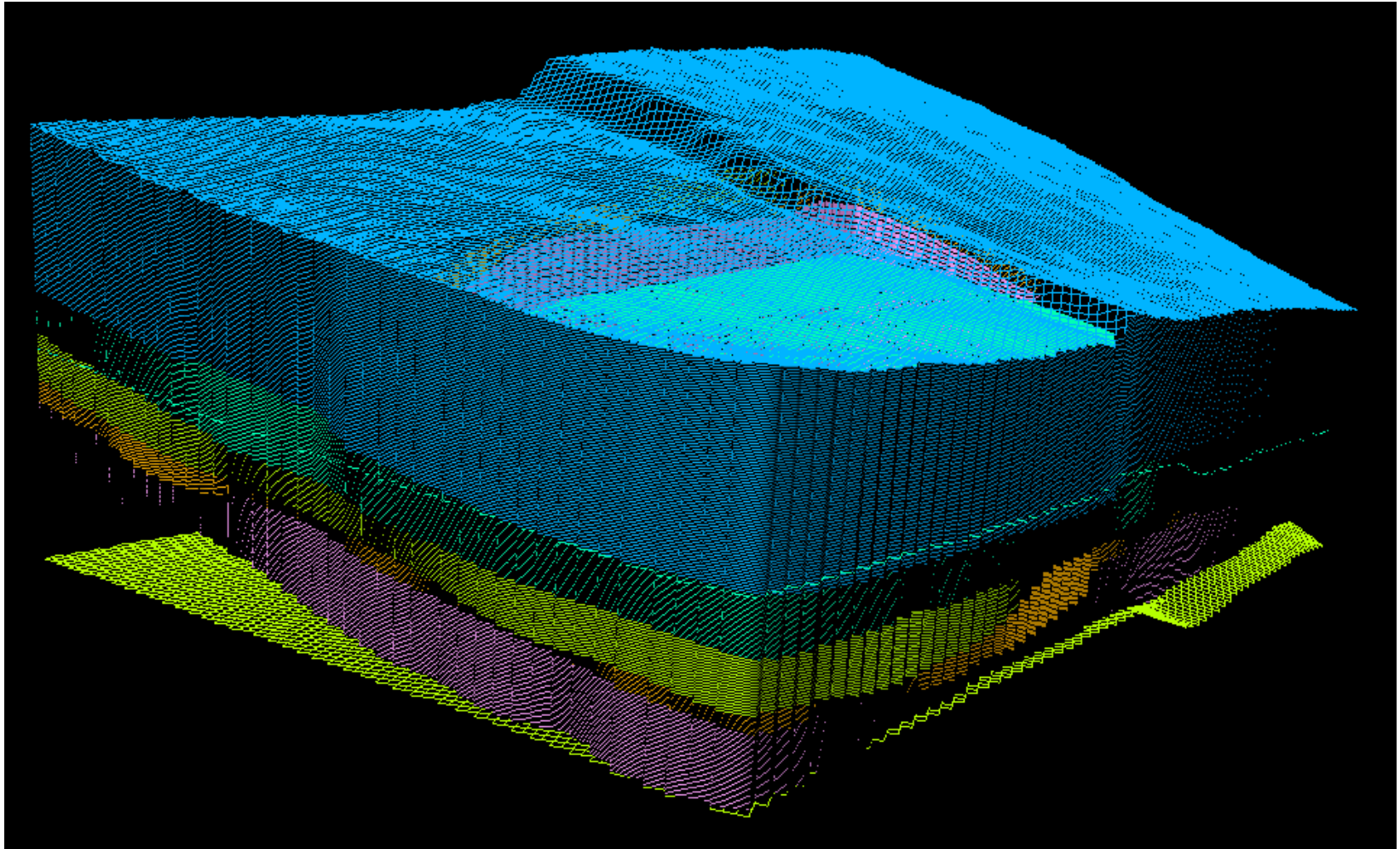
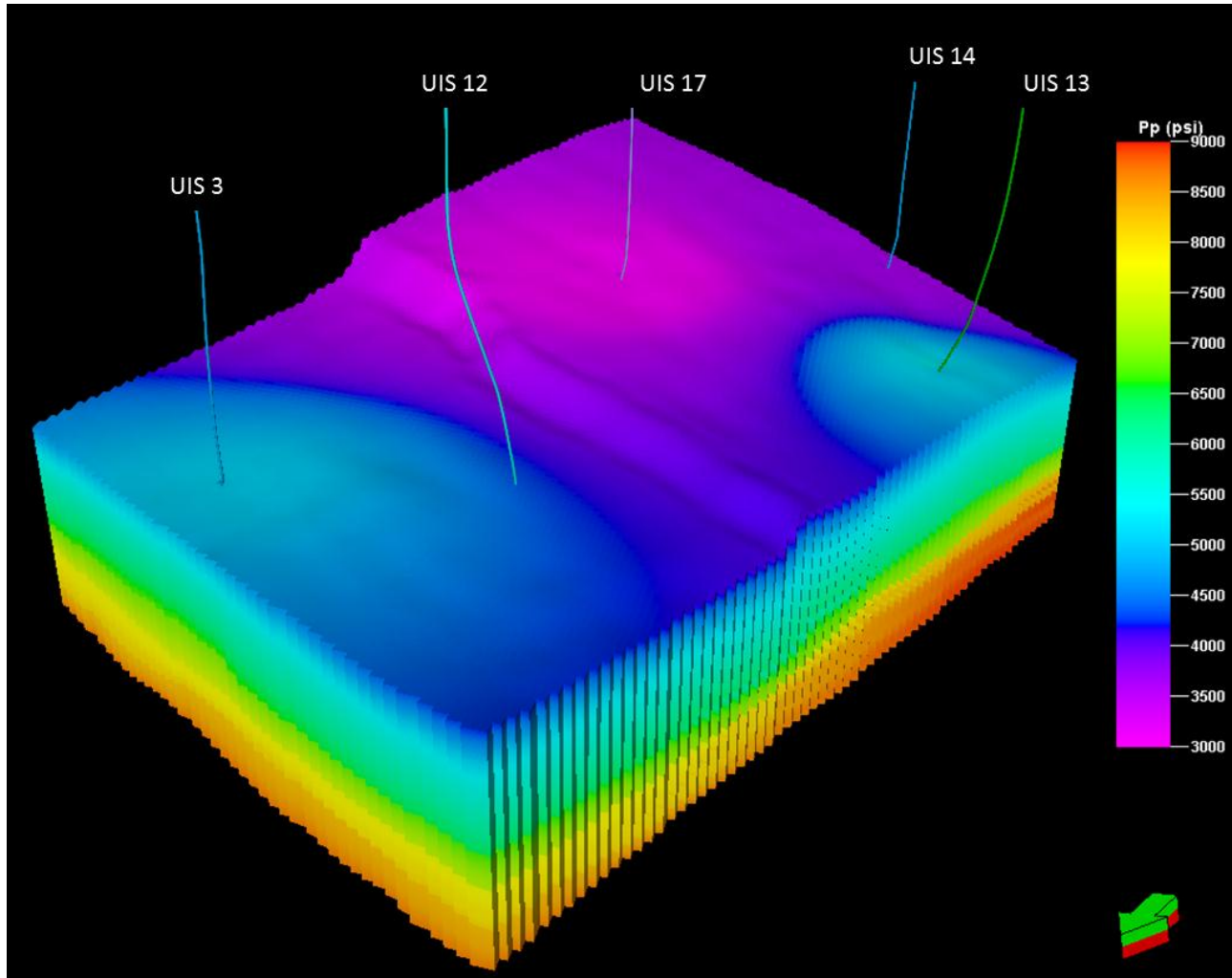


Figura 42. Modelo 3D de presión de poro



## CONCLUSIONES

- ✓ El análisis de los registros permite la caracterización litológica de los pozos, la cual es un factor muy importante al momento de utilizar los métodos de estimación de la presión de poro.
- ✓ El conocimiento de las causas generadoras de sobrepresiones nos permite identificar la mejor manera de estimarlas y donde se pueden presentar la mayor cantidad de presiones en un área de estudio. Para lo cual es necesario conocer muy bien la estratigrafía del campo, que nos va a permitir identificar las zonas lodosas con una alta sedimentación que es un factor muy importante en la generación de sobrepresiones por el mecanismo de subcompactación.
- ✓ Los atributos sísmicos nos permite realizar una buena interpretación estructural permitiendo así reconocer las celdas de presión, que para este caso corresponde a la Falla de Yopal, la cual al parecer funciona como un canal de fluidos donde está aumentando la presión dando así un argumento para indicar que las sobrepresiones en este punto además de la subcompactación es la transferencia dinámica de fluidos.
- ✓ El área de estudio fue seleccionada debido a que presentaban sobrepresiones que no habían sido explicadas por la subcompactación y expansión termal, por lo cual se procedió a realizar dicho análisis de las causa y el diseño de una nueva metodología que permitiera la generación de modelos de presión 3D.
- ✓ Las ecuaciones propuestas por Mann D. M. & Mackenzie A. S. dan un buen acercamiento al momento de calcular la presión de poro adicionando la transferencia dinámica de fluidos.

## BIBLIOGRAFÍA

Amariz V., Y Naranjo J. "Compilación y Síntesis Estratigráfica de los Llanos Orientales". GEOCONSULT LTDA, 2004.

Barnes A., 2001, Seismic Attributes In Your Facies, CSEG Recorder.

Bjørlykke K., 1984, Formation of Secondary Porosity: How Important Is It?, University of Bergen.

Borge H. & Sylta Ø., 1998, 3D modelling of fault bounded pressure compartments in the North Viking Graben, Reservoir Technology Issue, University of South Carolina, USA

Borges H., 2002, Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins, Marine and Petroleum Geology.

Bowers G.L., 1995, Pore Pressure Estimation From Velocity Data: Accounting for Overpressure Mechanisms Besides Undercompaction, SPE Drilling & Completion.

BP. "Well Review". Noviembre 2003. 3a. edición

Bruce C., 1984, Smectite Dehydration – Its Relation to Structural Development and Hydrocarbon Accumulation in Northern Gulf of Mexico Basin, AAPG Bulletin.

Bueno J.A. and J.O. Mendoza, 2008, Modelado de Causas Geológicas Generadoras de Sobrepresión. Aplicación para la Formación Carbonera en el Campo de Cupiagua del Piedemonte Llanero Colombiano, Geólogo, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga 150 p.

Burst J., 1969, Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration, AAPG Bulletin.

## CATÁLOGOS DE LA COMPAÑÍA HUGHES, TOOL DIVISIÓN.

Colten-Brandley V., 1987, Role of Pressure in Smectite Dehydration – Effects on Geopressure, , AAPG Bulletin.

Cooper M. A., et al., 1995, Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, AAPG Bulletin, V. 79, No. 10 (October 1995), P. 1421–1443.

Davis D., Suppe J., Dahlen F. A., 1983, Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. Journal of Geophysical Research.

De Porta J. " Lexique Stratigraphique. Deuxième partie : Tertiaire et Quaternaire". 1974.

Eaton B., 1975, The Equation for Geopressure Prediction from Well Logs, AIM

ECOPETROL."Estudio geológico regional, Cuenca de los Llanos Orientales". EMPRESA COLOMBIANA DE PETRÓLEOS, Santa Fe de Bogotá, Volumen I, 1995.

Fajardo A., Cristancho J., Rojas L. "Definición del modelo estratigráfico en la Cuenca Llanos Orientales y Piedemonte Llanero". Piedecuesta - Santander, Abril 2000.

Gaarestrom L.1, Tromp R.1, Jong M.2, Brandenburg A.2. 1993, Overpressure in the Central North Sea: implication for trap intergrary and drilling. 1Shell UK Exploration and Production, Shell-Mex House, Strand, 2Shell research.

Grauls D. J. & Baleix J. M., 1994, Role of overpressures and in situ stresses in fault-controlled hydrocarbon migration: a case study, Marine and Petroleum Geology Volume 11 Number 6.

Grauls D., 1999, Overpressures: Causal Mechanisms, Conventional and Hydromechanical Approaches, Elf Exploration Production.

Herrera Y., Cooper N., 2010, MANUAL PARA LA ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE SÍSMICA TERRESTRE Y SU APLICACIÓN EN COLOMBIA. ANH.

Hottmann C. and Johnson, R. 1965, Estimation of Formation Pressures from Log-Derived Shale Properties, Journal of Petroleum Technology.

Hubbert K., & Rubey W., 1959, Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. Bulletin of the Geological Society of America.

INGEOMINAS. "Modelos de corteza superior de Colombia". Cap. III. Julio 2003.

Linares R., Y Soto C. P. "Modelamiento estructural en zonas complejas". Escala de laboratorio. ECOPETROL- ICP. 2002

Linares, Roberto. "Memorias de la materia estructural avanzada". Bucaramanga, 2003, 80p". Universidad Industrial de Santander, UIS. Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología.

Luo X. and Vasseur G., 1992, Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin.

Manual de Ayuda Petrel, 2010, Schlumberger.

Márquez X., & Mountjoy E., 1996 Microfractures Due to Overpressures Caused by Thermal Cracking in Well-Sealed Upper Devonian Reservoirs, Deep Alberta Basin, AAPG Bulletin.

Martinez J. A. "Modelamiento estructural 3D y aplicaciones en la exploración y explotación de hidrocarburos en el Cinturón de Cabalgamiento del Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental, Colombia". VIII Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. BP Exploration Colombia. Cartagena 2003.

Nunn, J. A., 2003, Pore-pressure-dependent fracture permeability in fault zones: implications for cross-formational fluid flow, in S. Düppenbecker and R. Marzi, eds., Multidimensional basin modeling, AAPG/Datapages Discovery Series No. 7, p. 89–103.

Osborne M., Swarbrick R., 1998, Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview, AAPG Memoir.

Platt J., 1990, Thrust Mechanics in Highly Overpressured Accretionary Wedges, Department of Earth Sciences, Oxford University.

Powers M., 1967, Fluid-Release Mechanisms in Compacting Marine Mudrocks and their importance in Oil Exploration, AAPG Bulletin.

**Quilen K., 2006, Integración de Atributos Sísmicos con datos Petrofísicos para Determinar Zonas Prospectivas, Arena L2M, Área de Finca – Yopales, Edo. Anzoátegui, Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica.**

SCHLUMBERGER. “MDT Modular Formation Dynamics Tester”. SMP-5124. Junio 2002.

Sibson R., 1990, Chapter 4 Faulting and Fluid Flow, MAC Short Course on “Crustal Fluid”, Handbook Vol. 18, B.E. Nesbitt ed.

Soto C. P., Sandoval J. E., Gomez J. A., Posada C. R., Linares R. “Evaluación integrada de yacimientos del Campo Cupiagua, modelo integrado Campo Cupiagua”. ECOPETROL, Julio de 2001

Swarbrick R., Osborne M., 1998, Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation, AAPG Bulletin.

Turman M., 2001 SEISMIC ATTRIBUTES, CSEG Recorder.

Xiaorong L<sup>1,2</sup>., Loujun L.<sup>3</sup>, Xueyi L.<sup>3</sup>, Overpressure distribution and pressuring mechanism on the southern margin of the Junggar Basin, Northwestern China. 1) Northwestern University, 2) Chinese Academy of Sciences.

Yassiro N.<sup>1</sup>, Bell J.<sup>2</sup>, 1996, Abnormally High Fluid Pressures and Associated Porosities and Stress Regimes in Sedimentary Basins, CSIRO Petroleum 1, Geological Survey of Canada.

Yoshida, C., Ikeda, S., Eaton B., 1996, An Investigative Study of Recent Technologies Used for Prediction, Detection, and Evaluation of Abnormal Formation Pressure and Fracture Pressure and in North and South America, JAPEX, JNOC, Eaton