



REPUBLICA DE CUBA
MINISTERIO DE EDUCACIÓN SUPERIOR
INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO DE MOA
Dr. Antonio Núñez Jiménez
FACULTAD GEOLOGIA Y MINERIA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Trabajo de diploma en opción al título de Ingeniero Geólogo

TITULO: CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DEL SUBSUELO A PARTIR DE LOS DATOS DE LOS POZOS PETROLEROS PROFUNDOS EN EL SECTOR VARADERO OESTE.

Diplomante: Uberto Quesada Hernández

Tutor(es): Ing. Arianna Mustelier Reyes
Msc. Osvaldo López Corzo

Asesor: Ing. Ángel Sony Gercey

“Año del 50 aniversario del triunfo de la Revolución”



AGRADECIMIENTOS

- ✓ Quisiera agradecer a todas aquellas personas que de una forma u otra contribuyeron a la realización de este trabajo y especialmente al Msc. Osvaldo López Corzo sin dejar de mencionar a la Ing. Arianna Mustelier por la ayuda brindada en el asesoramiento de este trabajo.
- ✓ Quisiera agradecer también a nuestra Revolución por darme la posibilidad de estudiar y formarme como Ingeniero Geólogo así como desempeñarme en esta importante labor.
- ✓ Agradecer también a mi familia, la que siempre me ha brindado su apoyo y comprensión sin lo cual me hubiera resultado muy difícil seguir mis estudios para lograr graduarme como futuro Ing.
- ✓ A mis compañeros de aula y a mis amigos por haber compartido con ellos los cinco años mas hermosos de mi vida.



DEDICATORIA

- ✓ Quisiera dedicar este trabajo especialmente a mis padres por ser ellos quienes me han guiado siempre por el camino correcto y me han enseñado a ser mejor ser humano cada día.
- ✓ A mi familia en especial a mis tías y mis tíos por brindarme todo su apoyo en los momentos más difíciles.
- ✓ A mi abuela por brindarme siempre su cariño incondicional.
- ✓ A mi hermana por ser la persona que más quiero en el mundo.



PENSAMIENTO

Los hombres no pueden ser más perfectos que el sol. El sol quema con la misma luz con que calienta. El sol tiene manchas. Los desagradecidos no hablan más que de las manchas. Los agradecidos hablan de la luz.

José Martí



INDICE

AGRADECIMIENTOS	I
DEDICATORIA	II
PENSAMIENTO	III
RESUMEN:	V
ABSTRACT:	VI
INTRODUCCIÓN.....	1
MARCO TEÓRICO:.....	2
ESTADO DEL ARTE DE LA INVESTIGACIÓN.....	6
CAPITULO 1. CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS Y GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE TRABAJO.	8
DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DEL SECTOR VARADERO OESTE.....	8
TECTÓNICA.....	9
ESTRATIGRAFÍA.....	10
CAPITULO 2. METODOLOGIA Y VOLUMENES DE LOS TRABAJOS REALIZADOS	20
ETAPAS DE LA INVESTIGACIÓN.....	21
CAPITULO 3. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS	52
CONCLUSIONES:	57
RECOMENDACIONES:	58
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	59



Resumen:

El campo petrolero Varadero Oeste se encuentra en las cercanías del poblado de Camarioca, Matanzas, dentro de la franja norte de crudos pesados. En él se encuentran ubicados varios pozos con elevadas producciones de crudo (1000-2000 bbl/día cada uno), estos se perforan en dirección Norte – Sur, de modo que se atraviesan perpendicularmente las estructuras plegadas saturadas de petróleo. Sin embargo, la constitución geológica de este campo no se conoce con exactitud. Con el objetivo de caracterizar geológicamente el subsuelo en esta zona se analizaron datos de tres pozos de largo alcance: VDW-738, VDW-742 y VDW-1000. Unido a ellos se utilizaron los datos de estudios litológicos, petrografía, diagénesis de carbonatos, micropaleontología, perforación, registros de pozo y registros de imágenes (FMI) los cuales fueron integrados para aportar elementos acerca del conocimiento geológico del área.

Como resultado de este estudio se detectaron elementos estructurales de envergadura, se diferenciaron los intervalos con mejor potencial productivo, los procesos creadores y destructores de porosidad en los carbonatos se describieron en detalle y finalmente se propuso una correlación de unidades geológicas que muestra sus mejores resultados en dirección Este; pero que sus enormes perspectivas para la exploración de petróleo en esta área esta dada en dirección contraria. En el trabajo además se propone una metodología que nos permite acercarnos más al conocimiento del subsuelo y contribuye a los complejos estudios integrados de reservorios en los cinturones móviles cubanos.



Abstract:

The field oil West Varadero is in the proximities of the town of Camarioca, Matanzas, inside the north fringe of raw heavy. In him several wells are located with high productions of raw (1000-2000 bbl/ day each one), these they are perforated in North address - South, so they are crossed the saturated folded structures of petroleum perpendicularly. However, the geologic constitution of this field is not known with accuracy. With the objective of characterizing geologically the underground in this area data of three wells of long reach were analyzed: VDW-738, VDW-742 AND VDW-1000. Together to them the data of studies litologic were used petrography, diagenesis of carbonates, micropaleontology, perforation, well registrations and registrations of images (IMF) which were integrated to contribute elements about the geologic knowledge of the area.

As a result of this study structural elements of span were detected, the intervals differed with better productive potential, the creative and destructive processes of porosity in the carbonates were described in detail and finally he/she intended a correlation of geologic units that shows their best results in address This; but that their enormous perspectives for the exploration of petroleum in this area this given in contrary address. In the work he/she also intends a methodology that allows coming closer more to the knowledge of the underground and it contributes to the complex integrated studies of collector in the Cuban mobile belts.



INTRODUCCIÓN.

A nivel mundial las crisis creadas por el agotamiento de los recursos petroleros y gasíferos han traído consigo la necesidad de realizar mayor cantidad de estudios para su búsqueda a lo largo de los últimos 50 años, a lo cual Cuba no se ha quedado atrás y ha desarrollado una serie de trabajos que permitan la búsqueda más detallada de los mismos. A partir de 1959, al triunfo de la Revolución Cubana, hubo un cambio radical en la política energética del país. Fue esta una etapa decisiva en el mejor conocimiento de la geología del subsuelo cubano, en ningún otro momento se han acometido tantos trabajos científicos, generadores de conocimiento y exploratorios como en este período. También fue de mucha utilidad toda la experiencia acumulada hasta ese entonces así como la obra legada por geocientíficos norteamericanos y cubanos.

Dentro de las zonas de estudios petroleros cubanos está la franja norte de crudos pesados ubicada en la llanura Habana-Matanzas y dentro de ellos está el yacimiento Varadero que es el que comprende esta investigación.

El yacimiento Varadero representa uno de los campos petrolíferos mejores estudiados dentro de la franja norte de crudos pesados, no siendo así su extremo más occidental, el cual presenta un alto grado de complejidad estratigráfica y estructural, caracterizada por la presencia de mantos carbonatados sobrecorridos en dirección NW-SE, del cual se desconoce su constitución geológica profunda y la continuidad de los horizontes productivos. Por lo cual nos planteamos como **objetivos** de este trabajo integrar datos provenientes de varios estudios (geológicos, estratigráficos, paleontológicos, petrográficos, petrofísicos, estructurales y otros) para lograr una caracterización geológica efectiva del subsuelo, de forma que se logre el acercamiento a la yacencia de los cuerpos y la continuidad del mismo. Dentro de los objetivos específicos vamos a tener:

1. Evaluar la calidad de los reservorios carbonatados.
2. Estimar la continuidad de las unidades geológicas en esta zona.
3. Detectar la presencia en el subsuelo de grandes elementos estructurales.

Mediante estos objetivos principales se lograría en primer lugar caracterizar puntualmente la geología del subsuelo a lo largo de pozos individuales. En segundo lugar, a través de perfiles y correlaciones geológicas nos acercaríamos a la continuidad de distintas unidades geológicas y a la identificación de posibles elementos estructurales como fallas, discordancias y contactos formacionales bruscos. Estos elementos son de utilidad al hacer cualquier modelo geológico del subsuelo, lo cual, por su complejidad, no sería objeto del presente trabajo.

Además el trabajo tiene objetivos más específicos:

4. Aplicar una metodología de trabajo al integrar disciplinas de la geología del petróleo.
5. Hacer nuevos perfiles geológicos en el área.

El **objeto** de estudio son las secuencias rocosas y estructuras geológicas dentro de la región (subsuelo).

Para lograr los objetivos trazados partimos de la siguiente **hipótesis**: Si los datos reflejan las características geológicas del subsuelo entonces es posible la integración de los métodos empleados para la caracterización de los mismos.

Al integrar datos geológicos obtenidos a partir de los pozos petroleros profundos se logra una caracterización más efectiva del subsuelo, aportándose criterios para la exploración y el desarrollo de nuevos campos.

Marco teórico:

Al analizar la relación entre la idea de investigación, el problema, la hipótesis, el objeto y los objetivos surge el marco teórico o fundamentación teórica de la investigación. Todos los elementos que componen este trabajo (datos disponibles o materiales de trabajo) interactúan continuamente como un sistema, sin que ninguno de ellos sea más o menos importante que los demás, por lo que cada elemento aporta criterios a favor de la caracterización geológica del área, por ejemplo, cuando observamos las características de las rocas, su comportamiento como sello o reservorio, las huellas diagenéticas que en ella existan, los fósiles que contenga y sus elementos de yacencia, logramos entender mejor sus propiedades físicas en los registros de pozo y de imágenes, lográndose un estrecho vínculo causa – efecto. De esa misma manera, la forma en que un cuerpo geológico se perfora, la estructura que muestre en los registros de imágenes, el rumbo y buzamiento de las capas, son siempre testigos de su extensión, propiedades físicas, y manera en que los hidrocarburos puedan moverse dentro de ellos.

Para el trabajo se integrarán datos de cuatro pozos petroleros profundos: VDW – 718re, VDW – 738, VDW – 742 y VDW – 1000. De estos pozos los tres primeros pertenecen a la Compañía canadiense Sheritt Oil&Gas, y tienen una producción aproximada de más de 1500 barriles/día cada uno de ellos, el último pozo no había concluido su perforación al término del trabajo, por lo que aún no se puede evaluar desde el punto de vista productivo.

Por la confidencialidad de la información se integrarán para el trabajo datos no continuos y en formato no digital, en otras palabras, se tomarán indistintamente datos de perforación, registros de pozos, litología, micropaleontología y registros de imágenes de intervalos geológicos significativos de cada pozo. No se presentarán ficheros continuos de un pozo completo.

De manera esquemática el marco teórico de este trabajo se resume en el siguiente diagrama de flujo:





El marco teórico concebido para este trabajo gira alrededor de un objetivo central: La caracterización geológica del subsuelo. Para ello se integran datos que deben ser analizados en el siguiente orden:

1. Estudio litológico y petrográfico de las muestras de los pozos, ya sean testigos de perforación o cuttings (muestras de canal). Estudio de procesos diagenéticos que ocurren en los reservorios carbonatados.
2. Identificación de los fósiles que existen en la roca. Al conocer la litología y las biofacies presentes enmarcamos el subsuelo en el contexto estratigráfico.
3. Uso de datos de perforación para establecer con mayor precisión los topes formacionales.
4. Utilizar la petrofísica (registros de pozo) para evaluar la calidad de los reservorios y definir electrofacies que puedan extenderse de un pozo a otro. Precisar mejor los contactos formacionales.
5. A través de los registros de imágenes (FMI) conocer los elementos de yacencia de las rocas en el subsuelo y las direcciones de las fracturas. Además la estructura de las rocas y la calidad del reservorio.

La metodología se explicará con más detalle en el capítulo de metodología y volumen de los trabajos realizados.

Registros Geofísicos

Conocer las características de las formaciones atravesadas por los pozos, tanto en su naturaleza litológica, como en lo relativo a su contenido de fluidos (agua o hidrocarburos), es motivo de profundo interés. Del conocimiento de los diferentes parámetros que tal información proporciona, dependerá la extracción eficiente de los hidrocarburos.

Para ello se cuenta con el muestreo de los pozos; es decir, del registro de lo que la barrena atraviesa. Este muestreo se hace en forma directa: estudiando muestras de la formación o mediante el análisis continuo del fluido de perforación, y por la introducción mediante cables con conductores eléctricos de dispositivos medidores de los distintos parámetros característicos de las formaciones atravesadas y de su contenido. De estos métodos de muestreo, el que mayores avances tecnológicos ha reportado es el originalmente conocido como registro geofísico. Actualmente a este se le han sumado una serie numerosas de registros de otros parámetros y se les denomina genéricamente registros geofísicos. Un registro geofísico es un gráfico X-Y en donde el eje Y representa la profundidad del pozo y el eje X representa el o los valores de algunos parámetros del pozo como son: porosidad, densidad, tiempo de tránsito, resistividad, diámetro del agujero, etcétera

Rayos Gamma Naturales



La herramienta de Rayos Gamma mide la radioactividad natural de las formaciones y es útil para detectar y evaluar depósitos de minerales radioactivos tales como potasio y uranio. En formaciones sedimentarias el registro refleja normalmente el contenido de arcilla de la formación. Esto se debe a que los elementos radioactivos tienden a concentrarse en las arcillas. Las formaciones limpias usualmente tienen un bajo nivel de contaminantes radioactivos, tales como cenizas volcánicas o granito deslavado o aguas de formación con sales disueltas de potasio.

Las aplicaciones principales de esta herramienta son:

1. Indicador de arcillosidad
2. Correlación
3. Detección de marcas o trazadores radioactivo

Registro de Resistividad

Para deducir la resistividad de formación en la zona no invadida, las medidas de resistividad se usan, solas o en combinación. Es decir, atrás de la zona contaminada por los fluidos de control del pozo. También se usan para determinar la resistividad cercana al agujero. Ahí, en gran parte, el filtrado de lodo ha reemplazado los fluidos originales. La resistividad de una formación depende del fluido contenido en la misma y del tipo de formación. Para medir la resistividad de la formación se cuenta con dos herramientas:

Inducción

Doble Laterolog

Generalmente, se prefiere usar la herramienta de inducción cuando la resistividad de la formación es baja, del orden de los 500 ohms. Cuando se tiene formaciones altamente resistivas la herramienta de Doble Laterolog proporciona información más confiable. En las formaciones de carbonatos de baja porosidad se tienen resistividades muy altas. Por esto, si se requiere hacer una interpretación cuantitativa, se debe tomar un registro Doble Laterolog. Sin embargo, se necesita de un medio conductor entre la herramienta y la pared del pozo. Por ello, no es posible tomar un registro Doble Laterolog en lodos no conductivos, como los que son a base de aceite.

La herramienta Doble Laterolog proporciona dos mediciones con la mayor profundidad de investigación, como son: la resistividad de la zona invadida (R_{xo}) y la resistividad de la zona virgen (R_t), a estas se les conocen como Lateral Somera (LIs) y Lateral Profunda (LId) respectivamente.

Las aplicaciones principales de esta herramienta son:

1. Resistividad en la zona virgen y en la zona lavada
2. Perfiles de invasión



3. Correlación
4. Detección de vista rápida de hidrocarburos
5. Control de profundidad
6. Indicador de hidrocarburos móviles

Neutrón Compensado (registro de porosidad)

La herramienta de neutrón compensado utiliza una fuente radioactiva (emisor de neutrones rápidos) y dos detectores. Su medición se basa en la relación de conteo de estos dos detectores. Esta relación refleja la forma en la cual la densidad de neutrones decrece con respecto a la distancia de la fuente y esto depende del fluido (índice de hidrogeno) contenido en los poros de la roca y por lo tanto, de la porosidad. La herramienta es útil como indicador de gas. Esto es porque mide el índice de hidrogeno y el gas contiene un bajo índice, entonces la porosidad medida será baja. Al comparar esta porosidad aparente con la determinada por otras herramientas tales como Litodensidad o el Sónico, es posible determinar la posible presencia de gas.

Las principales aplicaciones de esta herramienta son:

1. Determinación de la porosidad
2. Identificación de la litología
3. Análisis del contenido de arcilla
4. Detección del gas



ESTADO DEL ARTE DE LA INVESTIGACIÓN.

Antecedentes de las investigaciones petroleras

Al estudiar cualquier parte del subsuelo cubano es inevitable hacer referencia, de una forma muy sintetizada, a cómo ha evolucionado el conocimiento concerniente al modelo geológico de nuestro cinturón plegado y cabalgado (Echeverría, 2001). Aunque estos antecedentes no están directamente relacionados al "joven" sector de Varadero Oeste, sí sería conveniente remarcar cómo se llega al esquema geólogo-estructural presente en esta zona, para posteriormente profundizar ya en los trabajos realizados en el área de interés. La geología de la Franja Norte de Crudos Pesados (FNCP) comienza a conocerse tan temprano como en el año 1881, cuando se perfora el primer pozo de petróleo en territorio cubano: pozo San Juan, en el área de Motembo, sector más oeste de la provincia de Villa Clara.

Además se perforaron otros pozos de importancia, como al sur de Cantel, provincia Matanzas, en un área denominada Felicia Claims, entre 1890-1893. En esta zona se descubrió petróleo ligero en rocas serpentínicas, algunos pozos unidos acumularon una producción de 2000 b/d. Posteriormente, en 1895, se perforó el pozo Hamel, en el poblado de Sabanilla, Matanzas. Este descubrió petróleo pesado en rocas calizas. Así mismo se perforaron cientos de pozos hasta los años '40, pero la mayoría de los prestigiosos geólogos que operaban en Cuba sostenían que existían muchas manifestaciones superficiales y que por esta razón no debía haber acumulación industrial de petróleo en el subsuelo.

A finales de los años '60 y principios de los '70, en medio de las principales hipótesis geológicas rectoras de la prospección: fijista, movilista y molaza; fueron perforados los pozos que marcarían una pauta en la industria petrolera cubana, perforaciones que esta vez estarían ubicadas, en un gran número, en el orógeno cubano. Guanabo, Boca de Jaruco, Yumurí, Camarioca, Chapelín, Varadero, Cantel y Martín Mesa son ejemplos de ellos.

Muchos resultados estaban por aclararse. La tradición de buscar petróleo en serpentinitas comenzaba a cambiar, otro tipo genético de reservorio petrolífero se imponería: **los carbonatos**. Estos a la postre se convertirían en los responsables de casi la totalidad del crudo extraído en la isla. Así las cosas se perforaron cada vez más pozos en la costa norte cubana, desde Ciudad Habana hasta Martí, al este de Matanzas.

Esto permitió el enriquecimiento del conocimiento que se tenía del subsuelo cubano, hasta que ya a finales de la década del '70 prácticamente todos los geólogos que operaban en Cuba ya se inclinaban por la hipótesis del movilismo, considerando al archipiélago cubano como un cinturón plegado y cabalgado, aunque no se había discernido con exactitud la configuración de los campos petroleros cubanos y las implicaciones productivas que esto podría tener.



En los años '80 se extraían del subsuelo cubano algunos cientos de miles de toneladas de crudo pesado cada año (una tonelada de crudo equivale a unos 6.3 barriles de petróleo). Gigantescas campañas de perforación se hacían a lo largo de casi todo el país, prácticamente la totalidad de los insumos utilizados provenían de la URSS. Equipos de perforación, barrenas, tuberías, motores, aceros, bombas, accesorios, etc., se empleaban cada año en Cuba.

La etapa posterior a 1990 fue trascendental en la historia petrolera de nuestro país, los bien conocidos embates del período especial dejaron profundas huellas en la actividad económica, social y política.

Entre geólogos cubanos y canadienses propusieron, a mediados de los años '90, introducir una técnica de perforación que cambiaría el curso de la historia petrolera en Cuba: **la perforación horizontal**. El primer pozo horizontal fue perforado en Cuba en 1996 (Puerto Escondido 5). En esta zona ya se habían hecho pozos verticales, las producciones no superaban algunas decenas de barriles cada día.

Trabajos Realizados en el Sector Varadero Oeste

El área de interés para el presente trabajo comprende el sector más Occidental de Varadero Oeste (bloque operado por la compañía canadiense Sherritt Oil&Gas) y el sector denominado Camarioca, operado por CUPET. En ambos territorios existían algunos pozos verticales como el Camarioca 8 y 6, perforados en los años '80, de construcción vertical y emplazados al sur. También el pozo Camarioca Norte 1 A, de terminación casi horizontal, perforado en el 2002. Ninguno de estos pozos alcanzó los apilados de Veloz, todos terminaron en la Formación Camita y algunos en escamas de serpentinitas o rocas del Cretácico Superior (Formación Vía Blanca).

Entre los años 2006-2009 se perforan los pozos de gran desplazamiento VDW-738, VDW-742 y VDW-718, todos de terminación casi horizontal y con más de 5000 m de profundidad, actualmente estos pozos son productores de más de 1500 barriles de crudo/día cada uno. Esto motivó a perforar en el 2009 el pozo VDW-1000, ubicado más al oeste, cuya terminación distaría unos 800-1000 m del VDW-718 (Figura 3), esperándose encontrar una similar Geología y comportamiento productivo.

Cada uno de estos pozos ha generado un cúmulo grande de información, cuyo volumen lógicamente sería imposible tratar en este trabajo, por lo que la caracterización del subsuelo se hará teniendo elementos de uno y otro pozo.

Además de la perforación de estos pozos de largo alcance se tienen otros datos geológicos del área como el mapa geológico a escala 1:250000 y campañas de adquisición sísmica, la última de ellas realizada en el 2008 y cuyo procesamiento e interpretación aún no han concluido.

CAPITULO 1. CARACTERÍSTICAS FISIGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE TRABAJO.

El área de interés para el presente trabajo comprende el sector más Occidental de Varadero Oeste (bloque operado por la compañía canadiense Sherritt Oil&Gas) y el sector denominado Camarioca, operado por CUPET. Desde el punto de vista fisiográfico el área es una planicie, con cotas que no superan los 5 m sobre el nivel del mar, la vegetación es típica de zonas costeras o litorales, con arbustos de poca altura y alguna vegetación espinosa. Las rocas que afloran son calizas cavernosas y arrecifales recientes. La red de accesibilidad es excelente, un gran número de carreteras, caminos y grandes senderos realizados por campañas sísmicas ejecutadas en diferentes épocas conectan todas las instalaciones petroleras y sitios donde se pueda perforar.



Descripción geológica del Sector Varadero Oeste

El yacimiento Varadero se encuentra ubicado en la parte norte de la provincia de Matanzas, en la parte septentrional de la Provincia Gasopetrolífera Norte Cubana, la cual se caracteriza por la presencia de mantos carbonatados sobreempujados en dirección preferencial NW-SE (Figura 2). El yacimiento fue descubierto durante el ensayo del pozo VD-01 en los depósitos carbonatados del Cretácico Inferior en el año 1970, con la entrada de petróleo viscoso de 9-10° API.



El yacimiento está caracterizado por su alta complejidad estructural, ha sido separado en dirección Oeste-Este en varios sectores denominados Varadero Oeste, Oasis, Oasis Viejo, Central y Este.

Como área de estudio y desarrollo del presente trabajo fue seleccionado el sector más occidental de Varadero Oeste (Figura 3). El objetivo esencial es realizar una caracterización geológica del subsuelo, para lo cual se integrarán datos geológicos de diferentes tipos.

Tectónica.

Como cualquier cinturón móvil del mundo, la complejidad estructural del subsuelo en la Franja Norte Cubana de Crudos Pesados es considerable, el campo Varadero no es la excepción. Numerosas estructuras plegadas con vergencia aproximada hacia el Sur y rumbo Este-Oeste conforman el subsuelo. Los pliegues o anticlinales (tipo Duplex) tienen ejes que pueden ser rotados y alcanzar direcciones Noreste-Suroeste y viceversa. Los apilados se extienden en una franja ancha que puede desplazarse hasta unos 4-7km desde la línea de costa al norte, hundiéndose en dirección Sur. La intensa deformación a las que fueron sometidas las rocas durante la orogenia cubana a finales del Cretácico y principios del Paleógeno han conformado un subsuelo muy fallado y heterogéneo, donde es muy difícil establecer la continuidad de las unidades geológicas en cualquier dirección. Así es el caso que nos ocupa, donde pozos que se separan sólo 800 m uno del otro atraviesan secuencias diferentes, demostrando la presencia de grandes elementos estructurales que pueden constituir la clave para el futuro desarrollo del sector.

Los mantos de Veloz, saturados de petróleo, generalmente yacen a una profundidad de 1400 – 1700 m, y pueden encontrarse desplazados a unos 1500 – 3000 m de la línea de costa, de ahí la terminación casi horizontal (70 - 90°) de la mayoría de los pozos que en este momento se perforan. Los pozos horizontales por lo general atraviesan más fallas que los verticales, por lo que detectar estos elementos en el subsuelo es una tarea primordial para caracterizar los reservorios, modelarlos y optimizar de esta manera la producción.

En la Geología de cinturones plegados y cabalgados no sólo existen fallas inversas y de cabalgamiento, sino también fallas normales, transcurrentes, retrocabalgamientos, estructuras en flor, pop-outs, pull-aparts, pliegues, zonas de brecha, y otro buen número de estructuras relacionadas a este tipo de terrenos. Con la integración de datos geológicos pueden detectarse directamente, o estimar en el peor de los casos, la presencia de muchas de estas estructuras, siendo este otro de los objetivos del trabajo. Es necesario señalar que las fallas de cabalgamiento e inversas, los pliegues, las brechas, son detectadas con bastante acierto, siendo más difícil identificar las fallas normales y más aún las transcurrentes, debido tal vez a su dirección aproximada a la trayectoria Sur-Norte de los pozos.

Todas las rocas presentes en el área más antiguas que el Eoceno han sido afectadas, en mayor o menor medida, por la tectónica compresiva que se inició a finales del Cretácico, estando todos los pliegues y recubrimiento sinorogénico sepultados bajo secuencias menos deformadas del Eoceno Superior al Reciente (Figura 2). Estas deformaciones provocaron un gran número de fracturas en los carbonatos, que unidos a los procesos diagenéticos que también crearon porosidad, le proporcionan a nuestros reservorios excelentes propiedades.

Para hacer análisis estructurales en el subsuelo son muy comunes los registros de imágenes o FMI (Formation Micro Imaging), estos además de revelar la estructura de los cuerpos sedimentarios en profundidad nos permiten conocer los elementos de yacencia de las rocas y las fracturas (FMI Atlas).

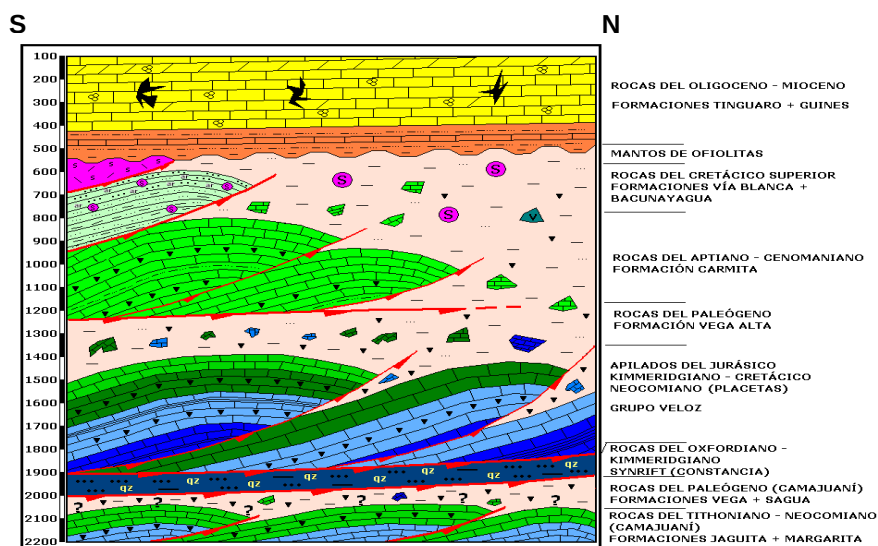


Figura2: Perfil geológico esquemático que muestra la constitución geológica simplificada del yacimiento Varadero. Esta puede variar en dependencia del diseño de los pozos y su cercanía o no a la línea de costa.

Estratigrafía

La estratigrafía del área es esencial dentro de los objetivos del presente trabajo, constituyendo las litofacies y en menor magnitud las biofacies dos elementos importantes en la caracterización geológicas del subsuelo. En este capítulo se hará mención a las formaciones geológicas que están presentes en el subsuelo pero que han sido descritas a través de muchos años a raíz de grandes campañas geológicas de superficie, por lo que los rasgos aquí mencionados se referirán fielmente a las descripciones originales de afloramientos. En capítulos posteriores las descripciones se basarán en las peculiaridades litológicas, petrográficas y diagenéticas de las formaciones (y básicamente de los reservorios) pero basadas en el subsuelo, en otras palabras, las características serán arrojadas por muestras de pozos profundos (cuttings y testigos de perforación).



El subsuelo está formado por distintos apilados tectónicos de la Unidad Tectono-Estratigráfica de Placetas, recubiertos por secuencias sinorogénicas que a su vez han sido enterradas por unidades postorogénicas. De manera general se pueden separar las siguientes unidades geológicas:

A continuación se muestran las secuencias estratigráficas separadas por edades, las biofacies y ambientes de sedimentación de las mismas.

Secuencias del Jurásico Superior Oxfordiano – Kimmeridgiano. Formación Constancia. (Truitt y Pardo, 1953)

Aunque no se han atravesado en el área, estas rocas deben yacer por debajo de la UTE Placetas en Varadero Oeste, por lo que serán descritas en este capítulo.

Predominan sedimentos clásticos como arenitas cuarcíferas, algunas subarcosas, argilitas y en menor proporción limos y arcillas, los granos están compuestos por cuarzo, plagioclasas, feldespatos potásicos y subordinadamente micas; cementados por carbonato o con matriz arcillosa. Además se disponen carbonatos de texturas mudstone calcáreo con fracción limosa, dolomitas, wackestone bioclástico y packstone de peloides.

Biofacies:

Las biofacies representadas por foraminíferos planctónicos del género *Globuligerina*, radiolarios, algunos miembros de la familia *Cadosinidae* y fragmentos de pelecípodos, gasterópodos, amonites y dinoflagelados.

Ambiente de sedimentación:

El ambiente deposicional de esta formación es aún motivo de discusión, aunque hay una idea aceptada de que las rocas de Constancia representan un estadio intermedio entre los sedimentos del Synrift y las primeras deposiciones de carbonatos a finales del Oxfordiano, representando las areniscas cuarcíferas una erosión del basamento cristalino y los carbonatos las primeras evidencias de una inundación gradual de la paleocuenca. La abundancia de morfotipos globulares de foraminíferos planctónicos sugieren una profundidad de deposición entre 50 – 100 m, en una cuenca anóxica por la gran abundancia de pirita autógena en todo el corte. El transporte y deposición fueron rápidos, evidenciado por la diversidad de composición de los clastos y la forma angulosa de sus granos. Se describen restos leñosos de plantas superiores (Blanco, 1997) que expresan influencia continental.

En el núcleo 4 del pozo Marbella Mar 1 además de restos leñosos y MO se detectó una asociación de polen y esporas más antiguos que núcleos datados como probable Oxfordiano, estos indican un ambiente más cercano a la costa; por lo que los sedimentos más antiguos de la Formación Constancia pudieran corresponder a facies mucho más cercanas a la costa, produciéndose en la parte más alta de la Formación, un aumento en el nivel del mar.

Secuencias del Jurásico Superior Kimmeridgiano – Tithoniano. Formación Cifuentes Somero. (Hatten et al., 1958).



Esta Formación se divide en dos grandes paquetes que se diferencian por su litología, fauna, edad y ambientes deposicionales (Cifuentes V y IV).

Paquete V:

La microfacie fundamental es la de mudstone calcáreo, subordinadamente aparecen las microfacies de wackestone de bioclastos y peloides, en menor proporción intraclastos, se intercalan microfacies de packstone de peloides, intraclastos y bioclastos. También pueden interestratificarse sedimentos terrígenos, con mayor frecuencia argilitas con componente limoso, calcáreo y bituminoso, con espesores del orden desde milímetros hasta pocos centímetros, pueden asociarse algunas microfacies de dolomita y yeso-anhidrita. Estas rocas se alternan en espesores variables, generalmente capas de menos de algunos centímetros, las rocas son de colores gris claro a oscuros, es común la pirita diseminada en pequeños granos.

Biofacies:

Asociación de *Globochaete alpina*, *Didemnoides moreti* y algas.

Ambiente de sedimentación:

Ver paquete IV.

Paquete IV:

Litológicamente muy similar al paquete anterior, predominio de las microfacies de mudstone calcáreo, el cual está frecuentemente bandeado por MO o capillas muy finas de argilitas bituminosas, y a veces contiene intraclastos diseminados. En menor medida se disponen microfacies de grainstone de intraclastos y algunos wackestone de peloides. De manera subordinada se disponen microfacies de dolomita, y capas arcillosas enriquecidas en bitumen. Las rocas son de colores grises muy claros para los carbonatos y grises oscuros para las argilitas, la laminación es fina y abundan las superficies de fricción.

Biofacies:

Asociación de *Favreina salevensis* y *Globochaete alpina*.

Ambiente de sedimentación:

Los paquetes IV y V presentan las mismas condiciones de sedimentación, su división está dada por las biofacies. Se depositaron en un ambiente nerítico de plataforma restringida, aguas someras con profundidades entre 0 – 50 m, las pelitas y peloides así como estratos de terrígenos indican circulación moderada. Es probable que la presencia de *Favreina* sp. esté relacionada con zonas más protegidas con energía baja, confirmado por su asociación a microfacies de mudstone calcáreo.



Las condiciones anóxicas se revelan por la abundancia de pirita, la fina laminación de las rocas, los colores oscuros y la ausencia de biota bentónica.

Secuencias del Jurásico Superior Tithoniano. Formación Cifuentes Profundo. (Hatten et al., 1958).

Durante el Jurásico Superior se expresa claramente una profundización en la cuenca con respecto a las secuencias que la preceden en tiempo y espacio.

La litología manifiesta en todo el Tithoniano es similar, con microfacies características de mudstone calcáreo y wackestone de bioclastos. No obstante, atendiendo a biofacies, electrofacies y algunas microfacies se diferencian tres paquetes dentro de este intervalo estratigráfico: Cifuentes I, II y III.

Paquete III: Tithoniano Inferior.

Predominio notable de mudstone calcáreo, puede transicionar a wackestone bioclástico, aparecen bandeadas por capillas paralelas de MO mezcladas con arcilla. El bandeamiento puede provocarse también por capas más ricas en bioclastos y más raramente por recristalización diferencial. Los wackestone son de radiolarios y muy pocos contienen peloides. Como microfacies subordinadas pueden aparecer grainstone y packstone de bioclastos, la dolomita es muy secundaria. También pueden disponerse capillas de argilitas bituminosas y pedernales, las microfacies de este paquete pueden asemejarse a las de aguas más profundas en el área de Varadero.

Biofacies:

Asociación de *Saccocoma* sp., *Aptychus* y radiolarios. Pueden aparecer además amonites, *Cadosinidae*, *Globochaete alpina*, ostrácodos y escasos moluscos.

Ambiente de sedimentación:

Estas rocas se depositaron en un ambiente nerítico externo (plataforma abierta) con profundidades entre 100 – 200 m, en aguas tranquilas, con poca luz y condiciones anóxicas por abundancia de granos de pirita y fina laminación de las capas. Este paquete es considerado transicional entre las secuencias someras del Kimmeridgiano y las profundas del Tithoniano.

Paquete II: Tithoniano Medio.

Las rocas son semejantes a las del paquete anterior, microfacies de mudstone calcáreos, fosilíferos y wackestone bioclástico, este último se incrementa ligeramente en este intervalo. Estas rocas tienen como característica un marcado bandeamiento de carácter flyschoides por la alternancia de capillas finas de argilitas bituminosas. En porcentajes menores se describen microfacies de packstone y grainstone de bioclastos. Se hace algo más común la dolomita y también se disponen intercalaciones de pedernal y argilitas. La estratificación es rítmica.

Biofacies:

Presencia de *Chitinoidella boneti*, *Chitinoidella pinarensis*, *Saccocoma* sp. pueden haber asociados *Cadosinidae*, *Globochaete alpina*, amonites, radiolarios, *Aptychus* y moluscos.



Ambiente de sedimentación:

El ambiente es nerítico externo a batial con profundidades de las aguas mayores de 200 m y gran diversidad de fauna pelágica. Deposición en aguas tranquilas, afóticas (poca luz) y anóxicas por abundancia de pirita.

Paquete I: Tithoniano Superior.

En el área de Varadero las microfacies de mudstone calcáreo son más elevadas que la de wackestone bioclástico. Pueden asociarse microfacies de argilitas bituminosas fundamentalmente a mudstone calcáreos, se presentan en finas capillas del orden de milímetros y acompañadas de fracción limosa de cuarzo.

Biofacies:

Predomina el género de *Crassicollaria* (*C. parvula*, *C. intermedia*) y la especie de *Calpionella alpina*. Además hay radiolarios, pelecípodos, amonites y *Cadosinidae*.

Ambiente de sedimentación:

Deposición en zonas batiales con profundidades de aguas mayores de 200 m (facies de cuenca, sedimentos de aguas profundas de lenta sedimentación). La diversidad y abundancia de fauna pelágica y hemipelágica indican una probable sección condensada vinculada a una trasgresión regional.

Secuencias del Cretácico Inferior Neocomiano. Formaciones Ronda y Morena. (Hatten et al., 1958).

Secuencia del Berriasiano – Valanginiano (Formación Ronda).

Las microfacies fundamentales son las de wackestone bioclástico y mudstone calcáreo, a veces con arcilla mezclada en el carbonato primario. Se subordinan microfacies de pedemales radioláricos, algunos clásticos representados por argilitas bituminosas, en algunos intervalos provoca bandeamiento en la roca y aspecto flyschoides. La microfacie de dolomita es muy secundaria y aparece en un porcentaje muy bajo.

La coloración de estas rocas es de gris claro a crema para los carbonatos y gris oscuro a negro en las arcillosas impregnadas.

En el trabajo de Reservorios Carbonatados, etapa de Placetas (Valladares et al., 1997) esta formación se divide en tres microfacies o paquetes muy similares por litología.

Biofacies:



Calpionella alpina, *Tintinopsella longa*, *Calpionellopsis oblonga*, *Remaniella* sp., *Nannoconus* spp., *Stomiophaerina proxima*, *Calpionellites darderi* y radiolarios. Predominan las formas pequeñas de *Calpionella alpina* para el Berriasiano Inferior, en el superior los ejemplares de *Calpionellopsis*. El Valanginiano se caracteriza por el taxón *Calpionellites darderi*, en esta zona se encuentran además calpionélidos calcáreos muy recristalizados, pueden aparecer algunos miliólidos por corrientes de turbidez.

Ambiente de sedimentación:

Las secuencias del Berriasiano – Valanginiano se depositaron en condiciones de aguas profundas (ambiente de cuenca, batial), en un medio anóxico, con bajos niveles de energía, una sedimentación lenta, con gran aporte de material bioclástico y escasas partículas clásticas muy finas de cuarzo.

Las microfacies más abundantes son de mudstone calcáreo, wackestone de bioclastos con matriz micrítica y mudstone calcáreo arcilloso de colores oscuros.

Secuencia del Hauteriviano – Barremiano. (Formación Morena).

La microfacies fundamental es la de mudstone calcáreo que pueden tener un mayor o menor contenido arcilloso. Pueden existir wackestone de bioclastos, las alóquemias más abundantes son los moldes de radiolarios, pueden estar intercalados o pueden transicionar por agrupación.

A veces se intercalan microfacies de argilitas bituminosas en finas capillas, provocando bandeamiento unido a finas fracturas diagenéticas. Muy raras las microfacies silíceas de pedernal radiolárico y rocas silíceo arcillosas fracturadas.

Los colores de estas rocas van desde el gris muy claro al oscuro, a menudo dado por impregnación.

Biofacies:

Existen dos facies diferenciadas: una compuesta por *Nannoconus* s.l. y radiolarios asociados a mudstone calcáreos; y una segunda con asociación de *Nannoconus* en los mudstone calcáreo arcillosos que indica influjos continentales distales.

Ambiente de sedimentación:

Las rocas se depositaron en un ambiente de aguas profundas, mayores de 200 m, tranquilas y con sedimentación lenta (facies de cuenca). En algunas áreas la deposición calcárea estuvo favorecida por un enriquecimiento de la fertilidad (abundancia de radiolarios con baja diversidad) de las aguas superficiales a consecuencia de corrientes de upwelling.

Secuencias del Cretácico Inferior Albiano – Cretácico Superior Cenomaniano. Formación Carmita. (Truitt y Pardo, 1953).

En el área todos los pozos perforados han atravesado esta formación.



Como facies fundamentales presenta las de wackestone bioclástico y mudstone calcáreo en ocasiones arcilloso y con algunos bioclastos. Ambas microfacies alternan entre sí y con arcillas-argilitas algo calcáreas subordinadas, también pedemales radioláricos y rocas silíceoarcillosas en baja proporción. Con menos frecuencia se observan las microfacies de packstone de peloides. Las calizas a veces presentan fracción arenosa de cuarzo, glauconita autógena, efusivos oxidados y también microfacies clásticas de grano fino a medio como arenitas y limolitas, algunas cuarcíferas, éstas marcan el carácter turbidítico de la formación.

Las rocas alternan con cierta ritmicidad, los colores van desde cremas, grises claros y oscuros, verdosos en los clásticos, podemos encontrar colores pardo rojizos por impregnación.

Las capas están muy dislocadas, aparecen pliegues y micropliegues muy complicados con ángulos de inclinación desde subhorizontales hasta 60 – 90°.

En algunas áreas dentro del yacimiento Varadero los porcentajes de clásticos dentro de esta formación son elevados.

De manera general Camita se presenta en forma de dos cortes en el área de Varadero: 1 – superior, con alternancia de wackestone bioclásticos, mudstone calcáreo, packstone de intraclastos y peletas; arcillas y pedernales en proporciones más bajas. 2 – inferior, wackestone bioclástico, mudstone calcáreos y raras veces packstone de intraclastos, con intercalaciones de arcillas, pedemales y clásticos.

Biofacies:

En el corte superior donde predominan los wackestone bioclásticos, mudstone calcáreos, packstone de intraclastos, rocas silíceas y clásticos, predomina la fauna planctónica de morfotipos quillados y globulares de foraminíferos de los géneros *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Planomalina*, *Ticinella*, *Hedbergella*, y *Heterohelcidae*. Además se reportan radiolarios. Toda esta fauna es más común en las microfacies de wackestone y mudstone calcáreo. En las rocas silíceas y silíceo arcillosas abundan los radiolarios y en menor porcentaje los foraminíferos planctónicos. En las limolitas y packstone se reportan *Stomiosphaera*, *Pithonella* y foraminíferos bentónicos pequeños, en menor medida algas y miliólidos que sugieren condiciones ambientales más someras debido a procesos de turbidez.

El corte inferior representado por wackestone y mudstone calcáreos predominantes, las demás microfacies están subordinadas. El complejo faunístico, de baja diversidad, caracterizado por *Nannoconus* y moldes recristalizados de radiolarios.

Ambiente de sedimentación:

Rocas depositadas en un ambiente marino de aguas profundas con procesos turbidíticos distales, bien expresadas por la presencia de packstone de intraclastos y peletas acompañadas por fracción limosa y arenosa fina de cuarzo, plagioclasa y glauconita; además miliólidos, algas y foraminíferos bentónicos que atestiguan la naturaleza primaria más somera de estos sedimentos. El corte mayoritario, de aguas profundas, representado por wackestone bioclástico, mudstone calcáreo y rocas



silíceas. La deposición del componente limoso de las arcillas y las finas capas de clásticos de grano fino fue favorecida al parecer por la cercanía del arco Volcánico del Cretácico al sur de la UTE Placetas.

El color oscuro de las rocas, la fina laminación y la abundancia de pirita nos indica condiciones anóxicas de deposición.

Secuencias del (Paleoceno - Eoceno) pertenecientes a la Formación Vega Alta. (Kantchev et al., 1978)

En el área de Varadero Oeste Vega Alta tiene un carácter muy arcilloso y silíceo, con predominio de arcilitas y limolitas de colores verde, gris, pardo rojizo, camelita y blanco. Estas rocas tienen buena calidad sellante, pero esta se afecta por presentar grandes bloques (olistolitos) de formaciones carbonatadas más antiguas y en la parte superior fragmentos de serpentinitas y volcánicos. Hacia la base las arcillas de Vega Alta tienen procesos secundarios de silicificación y se interstratifican con abundantes pedernales de colores verde claro y oscuro, gris, blanco y negro, todos ellos con abundantes moldes de radiolarios rellenos de calcedonia. Vega Alta también posee capas finas de areniscas calcáreas, conglomerados y calizas. Hacia la base muchas veces se comporta como una brecha, con muchos clastos calcáreos a medida que se acerca al contacto discordante sobre los carbonatos de Veloz o Carmita.

Biofacies:

Los resultados de los estudios bioestratigráficos de las muestras de este pozo arrojan una edad de Paleoceno Superior-Eoceno Inferior para esta unidad.

Se describen *Tribachiathus orthostylus*; *Morozovella* spp, *Acarinina* sp; cámaras de foraminíferos planctónicos y moldes de radiolarios, *Morozovella aragonensis*; *M. aequa*; *M. velascoensis*, *Acarinina broedermanni*; *Acarinina* sp; y redeposición de edades más antiguas: *Nannoconus* s.l; *Globotruncana aegyptiaca*; *Globotruncana* sp; *Pseudotextularia* sp; *Heterohelix* sp (formas estriadas); *Pararotalia* sp *Globotruncanita stuarti* y *Globotruncana arca*, además de radiolarios, macroforaminíferos y foraminíferos bentónicos pequeños.

Ambiente de sedimentación:

Aguas profundas, con facies formadas por debajo del límite de compensación de los carbonatos (radiolaritas). Otras facies pueden representar flujos de turbidez y la parte más olistostrónica asociarse a sedimentación sin-tectónica con denudación violenta del margen continental, rocas del Arco volcánico del Cretácico y mantos ofiolíticos.

Secuencias del Cretácico Superior (Campaniano - Maestrichtiano). Formación Vía Blanca. (Brönnimann y Rigassi, 1963).

Esta formación está representada por una secuencia flyschoides constituida por argilitas, limolitas, areniscas, calcarenitas, conglomerados polimícticos, de matriz de arenisca y arcillo-arenosa, margas, calizas detríticas, arcillas y tufitas. En el área de Varadero Oeste existen tres facies fundamentales de esta formación: conglomerática, arenosa y limosa.



Biofacies:

Foraminíferos: Globotruncanella havanensis, Globotruncana lapparenti, Globotruncanita stuarti, Historbitoides kozaryi, Orbitoides tissoti, Pseudorbitoides israelskyi, Rosita fornicata; Rudistas; Archaecoglobigerina cretacea, Globotruncana arca, Globotruncana bulloides, Globotruncana aegyptiaca, Globotruncana linneiana, Globotruncanita stuartiformis, Gansserina gansseri, Globotruncanella cf. Petaloidea, Globigerinelloides sp., Clavhedbergella sp., Rugoglobigerina sp., Rugoglobigerina macrocephala, Heterohelix sp., Pseudotextularia elegans, Glublerina decoratissima, Vaughanina cubensis, Lepidodorbitoides sp., Sulcoperculina dickersoni, Sulcoperculina flobosa, Chubbina cardenasensis, Stomiosphaera sphaerica, Pithonella ovalis.

Ambiente de sedimentación:

Aguas profundas con influjos turbidíticos.

Secuencias del Cretácico Superior Campaniano. Formación Bacunayagua. (Ducloz, 1960).

Conformada por areniscas, grauvacas y gravelitas arcósicas y conglomerados, de color gris claro hasta negro, con lentes e intercalaciones de arcillas carbonosas. El cemento de estas rocas es arcilloso y carbonatado. Los clastos tienen diámetros que oscilan entre algunos mm hasta 10-15 cm y su composición es arcósica. Entre los clastos predominan los de diorita, cuarzo, plagioclasa, biotita, granito, cuarcita, arenisca cuarzosa de grano fino, limolita y silicita.

Biofacies:

Radiolarios: Dictyomitra duodecimocostata, Patellula verteroensis, P. enesseffi, Pseudoaulophacus pargeraensis.

Ambiente de deposición:

Aguas profundas, con denudación marcada de cuerpos intrusivos ácidos.

Secuencias del Oligoceno. Formación Tinguaro

Constituida predominantemente por margas de color blanco grisáceo, estratificadas, con intercalaciones de arcillas, calizas arcillosas, que en ocasiones pueden ser algo detríticas, y limolitas de color gris a gris verdosa. Estas intercalaciones se presentan de forma masiva o con una estratificación gruesa.

Biofacies:

Foraminíferos: Cassigerinella chipolensis, Catapsydrax dissimilis, Chiloguembelina cubensis, s.l. Globigerina euapertura, G. ciproensis angulisuturalis, G. ciproensis ciproensis, G. oficalis, G. tripartita, G. venezolana, G. praebulloides s.l., Pseudohastigerina micra, Turborotalia opima nana, T. opima.

Ambiente de sedimentación:

Se depositó en un ambiente infralitoral con alguna influencia oceánica.



Secuencias del Mioceno. Formación Güines (Humboldt, 1826)

Constituida litológicamente por calizas biotriticas de grano fino a medio, fosilíferas, calizas biohémicas, calizas dolomíticas, dolomitas, calizas micriticas sacaroidales y lentes ocasionales de margas calcáreas y calcarenitas. La dolomitización es secundaria. Son por lo general masivas, más raramente estratificadas. Coloración blanca, amarillenta, crema o gris.

Biofacies:

Foraminíferos: *Amphistegina chipolensis*, *A. floridana*, *Bigenerina nodosaria*, *Discorbis cercadensis*, *D. hoffi*, *Elphidium cercadense*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia archeomenardii*, *G. praemenardii*, *Nonion cubense*, *Polysegmentina circinata*, *Praeorbulina glomerosa*, *P. transitoria* (estos en la base), *Quinqueloculina adelaidensis minuta*; Ostrácodos: *Bairdia oblonga*, *Caudites sellardsi*, *Cythereis exanthemata*, *C. vughani*, *Cytherelloidea aff. C. umbata*, *C. cubana*, *Cytheretta karlana choctawhatcheensis*, *Cytheromorpha choctawhatcheensis*, *Favela rugipunctata*; Moluscos: *Aequipecten akanthos*, *A. thetidis*, *Apolymetis cubensis*, *Cardita dominica*, *Cerithium venustum*, *Cymia henecki*, *Chione hendersoni*, *Divaricella proletaria*, *Florimetis efferta*, *Fissuridea alternata*, *Glycymeris canalis*, *Lucina dominguensis*, *Orthaulax inornatus*, *O. aguadillensis*, *Ostrea portoricensis*, *Potamides dentilabris*, *Pteria inomata*, *Trigonocardia linguatigris*, *Turritella altit ira*, *T. crocus*; Equinoides: *Clypeaster antillarum*, *C. cazañensis*, *C. palmeri*, *C. sanchezi*, *C. sandovali*, *Procassidulus jeannetti*, *Schizaster güirensis*, *S. ilagunoi*, *S. salutis*, *Scutella habanensis*. Predomina la asociación Soritidae-Miliolidae-Amphisteginidae.

Ambiente de sedimentación:

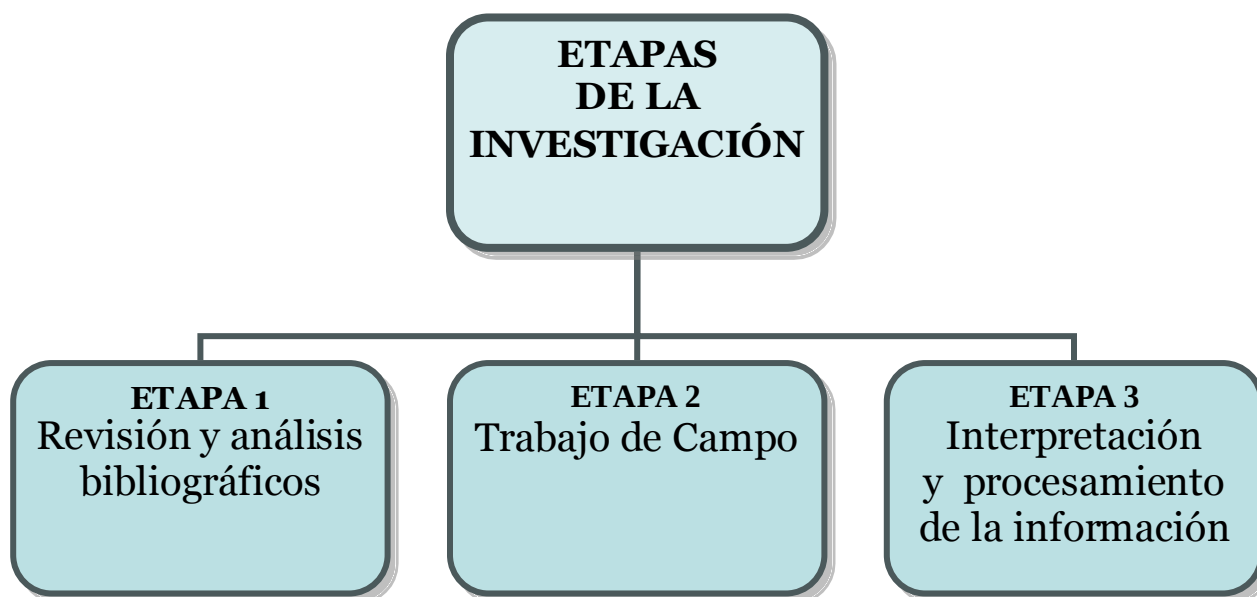
Se depositó en un ambiente sublitoral con muy poca influencia arrecifal.



CAPITULO 2. METODOLOGIA Y VOLUMENES DE LOS TRABAJOS REALIZADOS

La metodología a seguir para esta investigación comprende 3 etapas, donde todos los elementos que integran el sistema tienen un gran objetivo común: **la caracterización geológica del subsuelo**. Sería conveniente recapitular sobre los restantes objetivos, resumidos de la siguiente manera:

1. Evaluar la calidad de los reservorios carbonatados.
2. Estimar la continuidad de las unidades geológicas en esta zona.
3. Detectar la presencia en el subsuelo de grandes elementos estructurales.
4. Aplicar una metodología de trabajo al integrar disciplinas de la geología del petróleo.
5. Hacer nuevos perfiles geológicos en el área.





Etapas de la investigación



Primera etapa:

Durante esta etapa se consultaron diferentes trabajos realizados en el área lo cual tributa a la confección del marco teórico y el análisis bibliográfico. En esta misma etapa se trazaron las diferentes líneas a seguir para dar respuesta a cada uno de los objetivos, todo este análisis con vistas a la realización de la próxima etapa donde se trabajaría en la parte correspondiente a los estudios y trabajo de campo.

Para alcanzar los objetivos del trabajo fue necesario revisar un gran número de artículos, publicaciones seriadas, revistas, libros académicos, informes y reportes técnicos no publicados, bases de datos digitales, artículos no publicados, consultas personales, manuales prácticos y de trabajo, tesis de postgrado y sitios Web. Cabe recalcar que muchos trabajos geológicos de envergadura en nuestro país fueron hechos en el siglo pasado, por ejemplo, la mayoría de las formaciones geológicas descritas en el subsuelo son el resultado de abarcadores trabajos de regionalización llevados a cabo en Cuba antes de 1959 por prestigiosos especialistas norteamericanos, y después de 1960 por especialistas del campo socialista. Por ello es prácticamente inadmisibles no hacer referencia a las obras dejadas por Hatten, Bronnimman, Palmer, Pardo, Brodeman, Truitt, Meyerhoff y posteriormente por Kantchev, Kuznetsov, Kovaliova, Letousey y muchos otros geocientíficos que junto a geólogos cubanos contribuyeron en diferentes épocas al conocimiento geológico del país.

Para el capítulo de características geológicas del área se han descrito las formaciones partiendo de los rasgos más distintivos plasmados en las referencias originales de cada autor, pero se han incorporado algunos elementos de clasificaciones de rocas que en aquel momento no se utilizaban o no existían. Por ejemplo, la Formación Tinguaro, del Oligoceno, fue descrita por R.H. Palmer en 1945, posteriormente fue re-descrita en innumerables ocasiones por geólogos de distintas épocas, hasta que en la actualidad se recogen elementos de cada etapa pero con clasificaciones de rocas carbonatadas más novedosas, como la que hiciera R.J. Dunham en 1962, aplicada en este momento en la industria petrolera mundial (Figura 3). También se aplican elementos de la clasificación de Folk (1959). Actualmente es muy común por los geocientíficos de la actividad petrolera combinar ambas clasificaciones, lo cual enriquece la descripción de texturas y componentes que forman los carbonatos. En Cuba quien más difundió y puso en práctica estas clasificaciones fue R. Segura Soto, quien las incorporó a una obra muy completa titulada "Reservorios Carbonatados Cubanos" (en Valladares et. al, 1996). Todas las modificaciones texturales recogidas en estas clasificaciones están presentes en los carbonatos perforados en los pozos del área Varadero Oeste.

De esa misma manera se aplicó la clasificación propuesta por Wentworth en 1933 para rocas clásticas y contempladas en la obra "Rocas Sedimentarias" de Pettijohn, 1957. Esta última clasificación granulométrica es la que tiene vigencia en la

actualidad en nuestro país y es la utilizada en la literatura Occidental, por lo que términos que tuvieron mucha difusión en Cuba durante los años '70 y '80, y que todavía están plasmados en los reportes hechos en conjunto con el campo socialista, han sido sustituidos. Un ejemplo de ello es la denominación de las rocas clásticas con tamaño del grano comprendido entre 0.003 – 0.64 mm, antes denominada *aleurolita* y ahora nombrada *limolita*. Estas mismas clasificaciones de rocas son las utilizadas en el capítulo de " Metodología y volumen de los trabajos realizados ".

Percent allochems	Over 2/3 lime mud matrix				Subequal spar and lime mud	Over 2/3 spar cement		
	0–1%	1–10%	10–50%	Over 50%		Sorting poor	Sorting good	Rounded and abraded
	Micrite and discmicrite	Fossiliferous micrite	Sparse biomicrite	Packed biomicrite		Unsorted biosparite	Sorted biosparite	Rounded biosparite
Representative rock terms								
	Micrite		Sparry calcite cement					

Fig. 1.15 Textural maturity classification of Folk (1962).

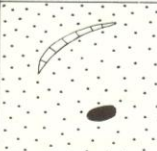
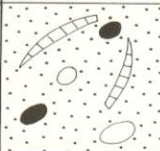
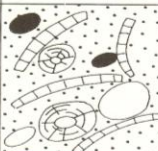
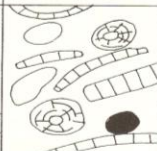
Depositional texture recognizable					Depositional texture not recognizable
Original components not bound together during deposition				Original components were bound together	
Contains mud (clay and fine silt-size carbonate)		Lacks mud and is grain supported			
Mud-supported	Grain-supported				
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					

Figura 4: Clasificaciones de rocas carbonatadas. Folk (1959) y Dunham (1962).

Para la caracterización del subsuelo fueron utilizados datos de varias fuentes, para los cuales se consultó literatura también disímil. En el caso de los datos de perforación incorporados a la caracterización del subsuelo se emplearon manuales prácticos y metodológicos de una compañía líder mundial en la actividad petrolera: Baker Hughes. En el caso de los registros de pozo o petrofísica se emplearon manuales y literatura de las dos compañías de más prestigio en el mundo:

Halliburton y Schlumberger. Para analizar los registros de imágenes e incorporarlos al estudio se consultó literatura de la Schlumberger.

El estudio de los reservorios carbonatados es un objetivo central de este trabajo, este se hace de manera cualitativa y cuantitativa. Para distinguir y caracterizar los tipos de porosidad se ha empleado la clasificación introducida por Choquette y Pray en 1970 (Figura 5). En la descripción de los tipos de porosidad de los reservorios cubanos juega un papel esencial la **diagénesis** de los carbonatos. Debido a que los procesos diagenéticos son responsables de la creación y destrucción de espacio poroso en los carbonatos, y que además es un tema relativamente poco estudiado en nuestro país, la revisión bibliográfica sobre este tema ocupó una gran parte del estudio. Sobre este tema se darán algunos conceptos generales.

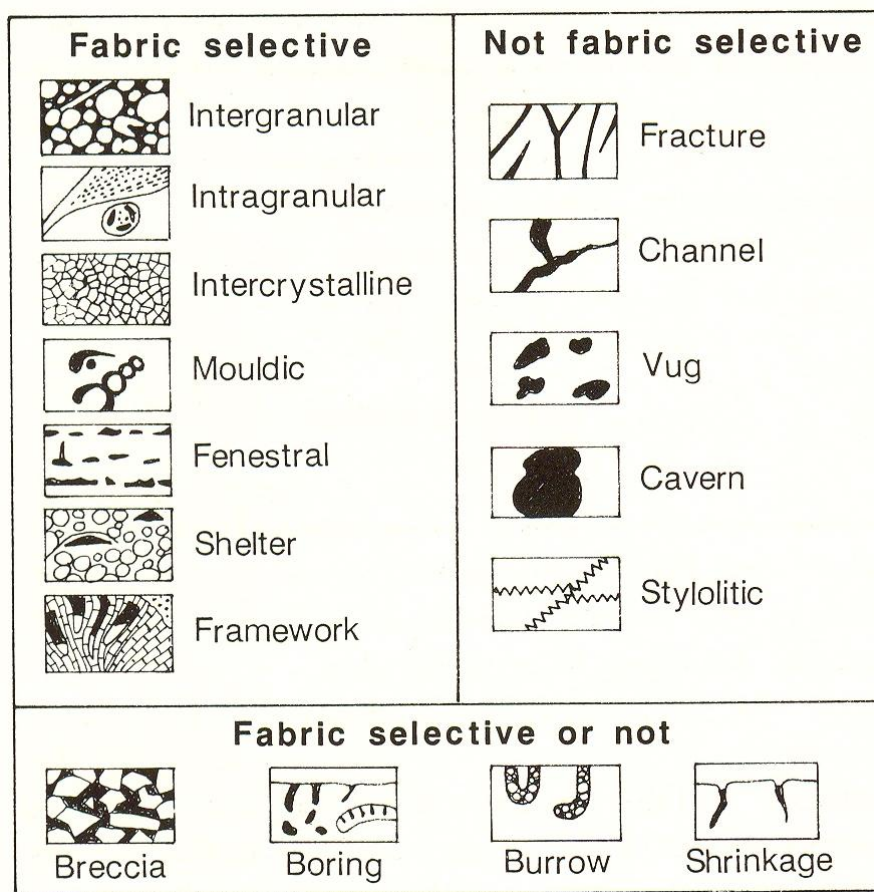


Figura 5: Tipos de porosidad según Choquette y Pray (1970).

Diagénesis.

La **diagénesis** no es más que el conjunto de procesos que ocurren en los sedimentos inmediatamente después de su deposición (Pettijohn, 1957), no sólo incluye la litificación del fango original sino la transformación de la roca en diferentes

etapas de su evolución, hasta los últimos estadios que pueden transicionar al metamorfismo. Desde el punto de vista de los reservorios carbonatados, la diagénesis tiene un papel fundamental en la creación o destrucción de porosidad (Figura 6), procesos como la compactación mecánica, compactación química, cementación, intercrecimientos cristalinos o recristalización, relleno de sedimentos, reprecipitación, etc, son fenómenos que disminuyen la porosidad inicial. Sin embargo, otros procesos también diagénéticos como la estilolitización, dolomitización, disolución y corrosión por fluidos, son responsables de la creación de porosidad en condiciones de enterramiento profundo (más de 1000-2000 m). El trabajo más aceptado internacionalmente referido a los procesos diagénéticos como creadores y destructores de porosidad en los carbonatos fue concebido por Longman en 1981, en la figura 6 se resumen estos procesos, muchos de ellos están presentes en los reservorios del área de estudio (López O, 2003).

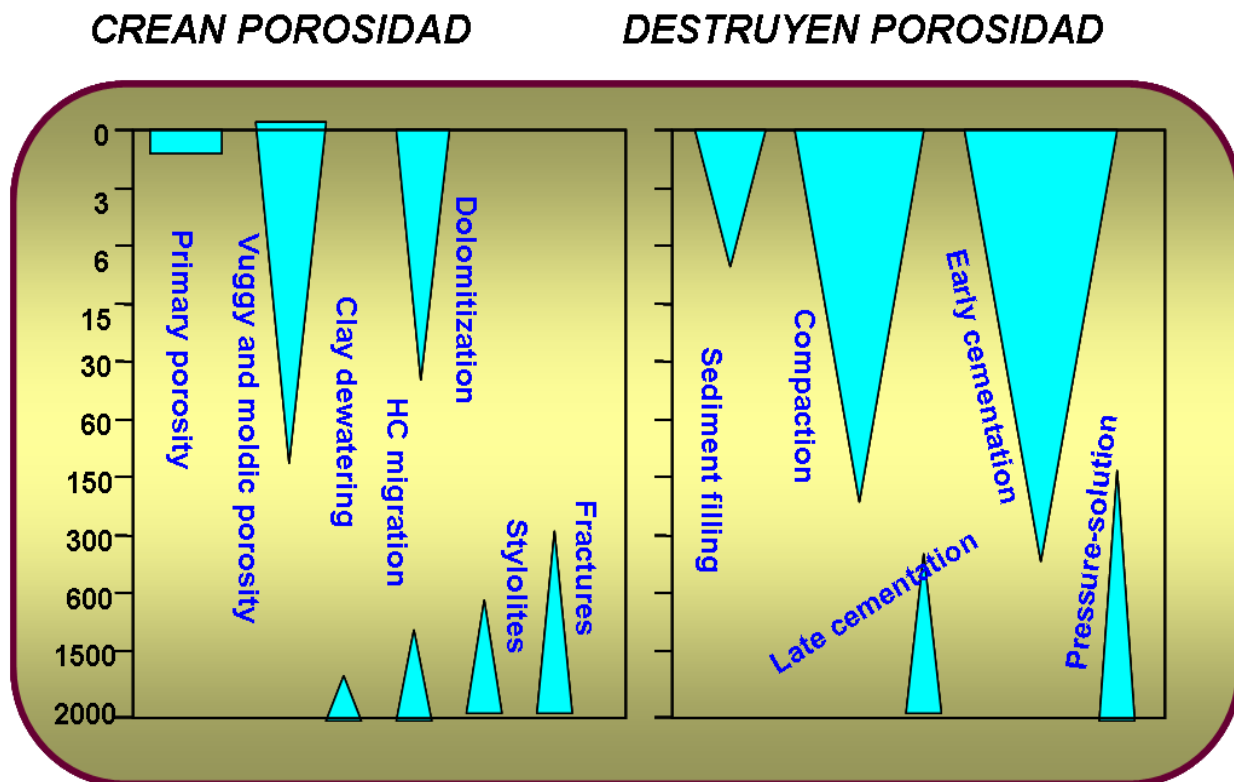


Figura 6: Impacto de los procesos diagénéticos en los reservorios carbonatados y profundidad a la cual operan. Longman, 1981.

En términos generales los reservorios carbonatados pueden formarse durante tres etapas básicas:

- ❖ Eogénesis: Se forman durante la etapa deposicional o poco después, los reservorios mantienen su porosidad primaria o gran parte de ella.
- ❖ Mesogénesis: El reservorio se forma durante el enterramiento profundo, a profundidades frecuentemente mayores de 500 m, con posibles procesos acompañantes como la migración de hidrocarburos (HC).



- ❖ Telogenésis: Etapa donde las rocas son expuestas a la superficie después de haberse encontrado en el enterramiento (exhumación).
- ❖ Combinación: Se combinan procesos anteriormente descritos, de esta manera la porosidad de un reservorio sufre una evolución donde es modificada en diferentes etapas.

Durante las distintas etapas por las que transicionan los carbonatos durante su evolución geológica ocurren diversos fenómenos que destruyen, crean o mantienen la porosidad. Pese a ello, aproximadamente el 50% de los reservorios gasopetrolíferos que actualmente se explotan en todo el mundo, son carbonatos. En los reservorios carbonatados de Veloz, aunque tienen algunas huellas de haber sufrido procesos relativos a las etapas eo- y telogenética, la mayoría de los fenómenos que han afectado su porosidad están vinculados al enterramiento profundo, por lo que reviste una gran importancia este ambiente diagenético, el cual comienza con la primera evidencia de procesos relativos a la presión-disolución como granos ajustados, juntas de disolución y estilolitos.

Comúnmente se considera que la diagénesis que ocurre durante el enterramiento profundo es negativa para las propiedades del reservorio, la compactación mecánica y química, así como la cementación de carbonatos son responsables de la reducción de porosidad, por lo tanto la ocurrencia de reservorios a profundidades mayores de 2 Km es generalmente explicada por la fracturación, la preservación de la porosidad debido a la rigidez del esqueleto mineral, a la llegada temprana de HC y a las llamadas sobrepresiones. Sin embargo, observaciones modernas señalan que durante el enterramiento profundo también ocurren una serie de fenómenos que pueden contribuir positivamente a la mejoría de la calidad del reservorio, aquí reviste una singular importancia los fluidos diagenéticos tardíos. El origen de estos fluidos no está bien estudiado, se mencionarán más adelante.

Procesos diagenéticos como creadores y destructores de porosidad en los reservorios carbonatados del Grupo Veloz.

De la observación detallada del reservorio en los pozos de Varadero Oeste se pueden diferenciar seis procesos diagenéticos creadores de porosidad, entre ellos se destacan la disolución (sólo se ilustrará en evaluación cualitativa), corrosión por fluidos diagenéticos, dolomitización, estilolitización y juntas de disolución ensanchadas; también nos referiremos a la microporosidad como resultado de un proceso diagenético. Para el estudio de estos procesos, en el capítulo de evaluación cualitativa del reservorio, fue consultado distinto material bibliográfico que será descrito por separado con el objetivo de dar algunas generalidades para cada uno de ellos.

❑ MICROPOROSIDAD

Han existido distintas definiciones de microporosidad. Según Choquette y Pray (1970), esta no es más que todos los conductos alargados con diámetros menores de 62.5 μm . Para otros autores como Pittman (1971), microporos son aquellos cuyo diámetro no sobrepasa 1 μm . Consideramos que estos valores están en dependencia del tipo de fluido para áreas diferentes, y lo que es microporosidad con petróleo irreducible en un campo puede ser porosidad efectiva en otro, es por



ello que nosotros asumiremos como microporosidad todos aquellos conductos menores de 5 μm (Rodríguez-Loeches, 1998). La microporosidad puede tener distintos orígenes:

De acuerdo a Pittman (1971) esta puede deberse a: 1 – Espacios después de la transición de aragonito a calcita, 2 – Enterramiento de algas que son rellenadas con material microporoso, 3 – disolución e incipiente meteorización.

Para Cantrell (1999) esta microporosidad se debe a: 1 – Lavado y reprecipitación incompleta de carbonatos menos estables, 2 – Inhibición de los contactos grano-grano, 3 – La formación de envolturas micríticas. Esta microporosidad con frecuencia es abundante, hasta predominante, en los carbonatos que forman parte de nuestros reservorios y que se enmarcan dentro del Neocomiano (Formaciones Ronda y Morena), ha sido corroborado por datos de capilarimetría, sobre todo en la parte alta de este intervalo estratigráfico, mencionados carbonatos son de textura muy fina, formados muchas veces por abundante nannoplancton calcáreo. Se estima que en los últimos 100 millones de años el 67% de toda la deposición marina fue de este tipo de sedimentos (Scholle, 1977) y que además estos depósitos (denominados tipo chalky o muddy) son drásticamente afectados por procesos de compactación, tanto es así que bajo condiciones normales un fango u ooze de nannoplancton tiene una porosidad primaria de 70% en la interfase agua-sedimento, a sólo 11 m de enterramiento la porosidad ya es reducida a un 35% aproximadamente, a 2 000 m a un 15% y a 3000 m a menos de 1% de porosidad. Paradójicamente, en los reservorios de la Formación Morena se registran porosidades de más de 20% a profundidades mayores de 1500 m, evidencia esta de que han existido algunos mecanismos que conllevaron a la preservación de porosidad, entre ellos pudiéramos citar el emplazamiento temprano o formación de hidrocarburos, esto ha provocado sobrepresiones que han inhibido los contactos grano-grano e impedido los intercrecimientos cristalinos característicos del constante neomorfismo de la micrita a microesparita. Por otra parte donde se presentan este tipo de sedimentos los cálculos de la saturación de agua pueden conducir a conclusiones erróneas y valorar la zona como un acuífero activo cuando lo que estamos midiendo es agua irreducible que no afectará la producción de petróleo.

❑ CORROSIÓN POR FLUIDOS DIAGENÉTICOS

La corrosión es un proceso que fundamentalmente ocurre durante el enterramiento profundo o diagénesis tardía, en esta etapa los procesos de maduración, expulsión, migración de hidrocarburos y carga del reservorio son parte de los fenómenos diagenéticos, las interacciones roca-fluido en este ambiente son muy importantes para el reservorio. Antes, durante y después de la migración de HC hay también movimiento de fluidos diagenéticos corrosivos que muchas veces son selectivos en cuanto a mineralogía y tamaño de cristales, y que además se mueven a través de gradientes de presión, fracturas, fallas, discontinuidades o cualquier zona permeable. Los eventos corrosivos generalmente aparecen como precursores de la migración de HC. Según M. Esteban (2002) el origen de este fenómeno no está bien estudiado, aunque pudiera relacionarse a: 1- el rollfront de la migración de HC, acompañado de CO_2 , ácidos orgánicos, H_2S , etc. 2- la reducción bacteriana o termoquímica de sulfatos. 3- acuíferos profundos con posible contenido de aguas meteóricas. 4- derivados de rocas intrusivas o volcánicas. 5- soluciones derivadas de la compactación. 6- zonas donde se mezclan aspectos anteriores.

Este mismo autor le da una gran importancia a la corrosión como proceso positivo para las propiedades del reservorio, de hecho considera que los tipos de poros más importantes en los carbonatos, en orden decreciente, son:

- Vúgulos y moldes resultados de la disolución.
- Fracturas corroídas o ampliadas por soluciones.
- Porosidad intercrystalina en dolomitas.
- Porosidad intergranular.
- Microporosidad.
- Cavernas.

En los reservorios de Veloz, al no ser la porosidad intergranular, se reportan todos los demás tipos de poros, en el caso de las cavernas no están bien estudiadas, en nuestros reservorios, aunque hay evidencias que demuestran su existencia.

□ DOLOMITIZACIÓN

La dolomitización es evaluada de manera diferente en cuanto a su impacto sobre las propiedades de un reservorio, para J. Neilson y H. Nicholson (1992) es un proceso generalmente destructor de porosidad. Por su parte M. Esteban (2002) sostiene que esto depende del balance final de la cantidad de CaCO_3 que se disuelva y la cantidad de CaMgCO_3 que precipite, si la disolución es mayor que la precipitación entonces quedará espacio poroso, de lo contrario la porosidad será destruida o cementada.

En el caso de los reservorios de Veloz, sobre todo en el Kimmeridgiano, la dolomita aparece casi siempre asociada a zonas con elevado contenido de bitumen y/o MO. Se manifiesta de dos formas básicas: 1- Como residuo insoluble dentro de juntas de disolución. 2- Finos lentes con elevada porosidad intercrystalina. Este último caso es un ejemplo de preservación de porosidad en rocas dolomíticas.

Existen tres mecanismos, según D.W. Morrow (1988) que propician la formación de dolomita: 1- Cantidad adecuada de Mg que cree una elevada saturación. 2- Mecanismo activo que pueda transportar el Mg. 3- Existir un lugar donde el quimismo de los fluidos favorezca la precipitación de este mineral.

Además hay varios modelos clásicos para explicar la dolomitización, entre ellos se destacan:

- Cuenca Hipersalina o Reflujo.
- Compactación Profunda.
- Sabkha y Coorong.
- Agua mezclada.
- Canibalización por soluciones.
- Hidrotermal o tectónico.

Moa, Jul

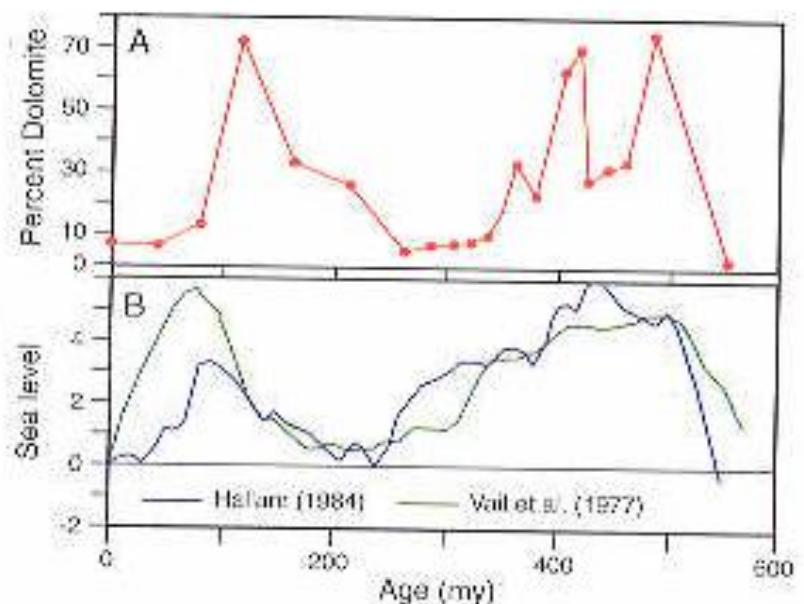


Figura 7: Abundancia global de dolomita y su relación con las variaciones del nivel del mar.

D.W. Morrow (1988) asocia las grandes masas dolomíticas a un suministro externo de Mg, por el contrario, los cuerpos intraformacionales más pequeños están comúnmente relacionados a la canibalización de la porosidad por soluciones, a la transformación de CaCO_3 de elevado a bajo Mg y de los horizontes con alguna arcilla que sufren cambios bruscos durante el enterramiento profundo, estos tres últimos mecanismos, teniendo en cuenta la forma de presentarse la dolomita, pudieran ajustarse a los reservorios del Jurásico en Cuba. A nivel global estos reservorios tuvieron cierto enriquecimiento en dolomita (Figura 7).

❑ EFECTOS DE LA COMPACTACIÓN QUÍMICA

En 1975, Lloyd fue el primero en introducir el término de compactación química para referirse a la pérdida de porosidad en los carbonatos sin introducción de CaCO_3 desde fuentes externas. Según Scholle y Halley (1985) existen tres formas fundamentales en que se manifiesta la compactación química:

- 1- Ajuste entre granos: Ocurre en los primeros estadios de diagénesis profunda, los granos comienzan a tener contactos irregulares o suturados.
- 2- Juntas de disolución: También se le denominan colas de caballo (horsetails), juntas residuales, estilolitos en manojo, juntas arcillosas y microestilolitos. Representan superficies de disolución y generalmente ocurren en calizas de grano fino y carbonatos con componente arcilloso.
- 3- Estilolitos: Similares a juntas de disolución pero son más cerrados, de mayor amplitud y ocurren con mayor frecuencia en carbonatos de grano grueso (packstone y grainstone).

En el caso de ajuste entre granos se necesitan algunas técnicas especiales para ver esos contactos suturados en los finos carbonatos cubanos. Pero sí tenemos abundantes evidencias de juntas de disolución y estilolitos, más frecuentes hacia la sección Jurásica del grupo Veloz.

Existen numerosos especialistas que estudian con profundidad estas evidencias de compactación química, incluso muchos de ellos han realizado estimaciones muy precisas de la cantidad de carbonato que se ha disuelto en el lugar que hoy ocupa una superficie de disolución, para ello se han auxiliado de cálculos exactos a partir del espesor, las amplitudes verticales y horizontales, y la frecuencia con que ocurren estas superficies. Han llegado a conclusiones de que hasta más de un 30% del carbonato original pudo disolverse en secciones específicas (Railsback, 1993). En nuestro trabajo sólo nos referiremos al efecto que estas superficies tuvieron en los reservorios de la UTE Placetas, no se realizarán cálculos cuantitativos ni estimaciones de carbonato disuelto.

Otros investigadores del tema (Andrews, 1997, et. al) caracterizan estas superficies y las diferencian en cuanto a la textura del carbonato donde se presenten, por ejemplo en las texturas tipo mudstone y wackestone estos tienen picos menos agudos que en los tipo packstone y grainstone. Además los estilolitos formados en etapas más tempranas son más cerrados que los formados en etapas tardías y los estilolitos perpendiculares a los estratos son más bien de origen tectónico y no diagénético, estos es bien observable en nuestros reservorios.



Las juntas de disolución que tenemos son siempre paralelas a los estratos y es muy probable que se hayan formado a través de horizontes deposicionales enriquecidos en arcilla, aunque éstas tienen un origen diagenético y se formaron en estadios más tempranos que estilolitos transversales a ellas, generalmente se muestran desplazando a estos últimos. El origen de los estilolitos transversales, muchas veces rellenos con bitumen, seguramente está relacionado a la orogenia de finales del Cretácico; mientras que las juntas de disolución, originadas debido a la presión geostática debieron formarse durante la etapa preorogénica o de deriva. Es muy probable que durante la colisión, estas juntas se hayan abierto y propiciaran así el paso de fluidos, por otra parte constituyeron horizontes de pequeños desplazamientos dentro de las masas rocosas, se activaron y desplazaron así a los estilolitos de formación más tardía, y en muchos casos es probable que hayan constituido planos de ruptura o brechamiento, mejorando también las propiedades del reservorio. Debe recordarse además que debido a la cantidad de residuo insoluble, MO y material arcilloso presentes en estas juntas, pueden perfectamente actuar como barreras de permeabilidad a movimientos de fluidos verticales.

En cuanto a los principales fenómenos que se presentan como destructores de porosidad podemos citar como más representativos la compactación mecánica y química, cementación e intercrecimientos cristalinos o recristalización.

❑ COMPACTACIÓN MECÁNICA (Tomado del Taller de Reservorios Carbonatados, M. Esteban, 2002)

La compactación mecánica es un término antiguo en los reservorios gasopetrolíferos, aunque tradicionalmente se vinculaba más a los clásticos que a los carbonatos, se ha comprobado que estos últimos también están muy afectados, sobre todos los carbonatos con texturas finas (mudstone, wackestone). Esta compactación comienza tan pronto existan sedimentos suprayacentes, la deshidratación, el reajuste de partículas y el empaquetamiento por acercamiento de granos son los primeros indicios de compactación mecánica y pérdida de porosidad primaria. Las evidencias de compactación mecánica que tenemos en los reservorios cubanos generalmente son el paso (local) de wackestone a packstone, la orientación de bioclastos en una dirección y la deformación de algunos aloquemos.

❑ COMPACTACIÓN QUÍMICA

Esta ha sido explicada anteriormente como fenómeno con implicaciones positivas y negativas para las cualidades del reservorio. La creación de fábricas de ajustes ocluye porosidad, esta no ha podido ser estudiada debido a la necesidad de técnicas con las cuales no contamos. Las superficies de disolución fueron ya explicadas en compactación química. Las evidencias de presión-solución están bien difundidas en muchos carbonatos como una evidencia de cementación tardía, pero la conexión entre ambos procesos no está bien clara (Scholle y Halley, 1985).

❑ CEMENTACIÓN

La reducción de porosidad ocurre durante la disolución en los contactos de granos (Scholle, 1977). Se ha comprobado que la concentración de Ca CO_3 en las aguas profundas es similar a las de las aguas próximas a la superficie ($< 1\text{g/l}$), además, sólo el 10% de este carbonato precipita de la solución, esto significa que se necesitan más de 27000 cm^3 de solución para precipitar 1g de calcita de densidad 2.71 g/cm^3 . De modo que en el subsuelo, similar a las condiciones de superficie, un volumen muy grande de soluciones se necesita para reducir la porosidad inicial si el carbonato se transporta desde una fuente externa. Esta intensa cementación sólo es efectiva en áreas con un flujo de agua muy activo (zonas de

salpicadura en las playas, intermareal, turbulencia en cercanías de arrecifes, bancos de arenas carbonatadas, zonas de acuíferos gigantes, etc). En fin, los procesos de cementación en zonas de ambiente profundo no están del todo claros, se piensa que debe derivarse una gran cantidad de agua durante la compactación química y mecánica que propicie esa cementación.

En los reservorios de Veloz la cementación pudiéramos dividirla en tres partes:

- Temprana: Sólo en la microfacies de packstone-grainstone puede observarse una considerable cantidad de cemento entre aloquemos, indicando exposición a ambientes de elevada energía.
- Tardía: Todos los carbonatos de textura fina (por mucho los más abundantes) han sufrido cementación, en menor o mayor proporción, de su porosidad intergranular, quedando abundantes relictos de microporos intercristalinos. Con frecuencia este tipo de cementación es difícil de distinguir de los entrecrecimientos cristalinos resultados del constante neomorfismo de la micrita a microesparita.
- De fracturas: Son abundantes las fracturas selladas por mosaicos espáticos de Ca CO_3 en toda la secuencia de Veloz, disminuyen ligeramente hacia la parte superior del Neocomiano.



Segunda etapa:

En esta etapa se realizaron las tareas relacionada con la parte del campo, toma de muestras para estudios mineralógicos y petrográficos (diches y cuttings), obtención de registros geofísicos, utilización de los parámetros de perforación,

Los materiales o datos utilizados para el trabajo son las muestras de canal de los pozos petroleros, secciones delgadas de núcleos cortados en pozos cercanos pero en los mismos intervalos estratigráficos, registros de pozo, parámetros de perforación y registros de imágenes.

El diagnóstico de las formaciones geológicas atravesadas en una perforación petrolera es trascendental. En dependencia de la formación en que nos encontremos a medida que avance la perforación se tomarán importantes decisiones encaminadas al éxito de esta difícil tarea. Este trabajo se hace a partir de un muestreo continuo del subsuelo cada 5 ó 10 m. Muestras de canal se denominan los pequeños fragmentos de roca (1-2 mm) resultado de la trituración de las capas del subsuelo por la barrena de perforación, estos salen a la superficie arrastrados por el fluido de

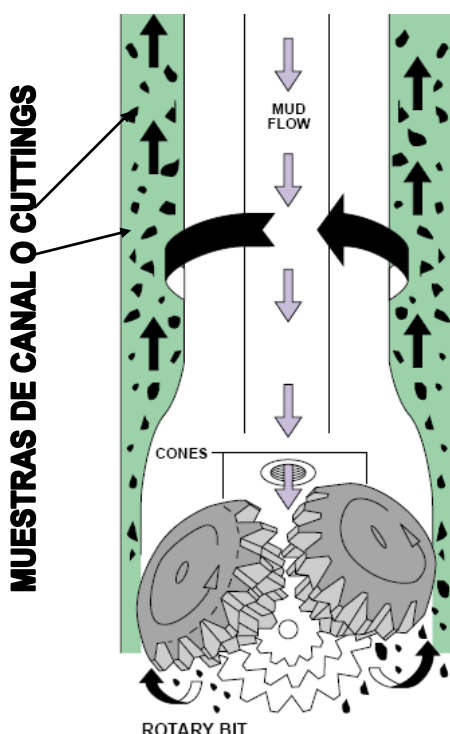


Figura 8: Transporte de los cuttings dentro

perforación (Figura 8). Estas muestras o cuttings se recogen en la superficie, se lavan para limpiarlos del fluido, se secan y se almacenan en pequeños frascos o set de muestras (Figura 9). Lamentablemente este tipo de muestreo ha sustituido a la toma de testigos de perforación en nuestro país. Debido al alza en el costo de crudo a nivel mundial se han incrementado también todos los servicios, operaciones y equipamientos relacionados a la perforación de pozos. Por esta razón la toma de un solo testigo de perforación incrementa notablemente los costos de operaciones, provocando que apenas se corten en la actualidad. Estas muestras se analizan en dos microscopios: uno estereoscópico, donde se determinan sus peculiaridades litológicas; y uno petrográfico, donde después de realizar una pequeña sección delgada o ditche se analiza su textura, mineralogía, rasgos petrográficos y fósiles presentes, aunque a veces resulta muy complicado detectar microfauna a partir de secciones tan pequeñas. Debido a que los cuttings pueden recircularse dentro del lodo (OCTG Proctor Consultancy Limited, 2000), los contactos litológicos y formacionales se precisan con otros datos.



Figura 9: Muestras de canal de un pozo de petróleo.



Tercera etapa:

En esta etapa se procesó toda la informa obtenida en el capítulo anteriores. Confección de correlaciones de las columnas obtenidas de los pozos, análisis de las muestras petrográficas y mineralógicas, interpretación de los registros de pozo y de imágenes del mismo,



Para cumplimentar estos objetivos se siguieron los siguientes pasos:

1. Estudio litológico, petrográfico y micropaleontológico de las muestras de canal. Definir las formaciones geológicas perforadas.
2. Caracterización de los reservorios o sellos a partir de la petrofísica y los procesos diagenéticos presentes en ellos.
3. Integración de datos de perforación y registros de pozo (petrofísica) para precisar contactos formacionales.
4. Construcción de columnas litoestratigráficas de cada pozo.
5. Utilización de los registros de imágenes (FMI) para conocer los elementos de yacencia de las unidades geológicas, su estructura y calidad del reservorio.
6. Definición de la continuidad de las unidades geológicas en dirección Oeste y estimación de la presencia de elementos estructurales de envergadura.

Estudio litológico, petrográfico y micropaleontológico de las muestras de canal. Definición de formaciones geológicas.

Formación Guines (mioceno).

Esta unidad se extiende en los tres pozos estudiados. Está constituida por calizas fosilíferas, hasta coquinas, de color blanco y amarillo claro, tienen poco contenido arcilloso y con frecuencia son duras y recristalizadas. Las texturas más comunes son de packstone y grainstone de bioclastos, también existen estructuras arrecifales (fragmentos de corales). Se interestratifican capas de dolomitas sucrosas de color beige claro, con marcada porosidad intercrystalina. Muchas veces existe considerable saturación de asfalto en estos carbonatos y su presencia complica el proceso mecánico de perforación. Entre los procesos diagenéticos más importantes que afectan estos carbonatos están la disolución, con desarrollo de porosidad móldica, vugular y hasta cavernosa, y la dolomitización. Al analizar los modelos de dolomitización es muy probable que estas dolomitas se ajusten al de agua mezclada (Land, 1985), este explica que en las plataformas poco profundas la saturación de Mg en el agua de mar es considerable como para que precipite la dolomita.

La asociación faunal más común en esta unidad está representada por *Amphistegina chipolensis*, *Bigenerina nodosaria*, *Discorbis cercadensis*, *Elphidium cercadense*, *Globigerina nepenthes*. Además fragmentos de ostrácodos, equinodermos y corales.

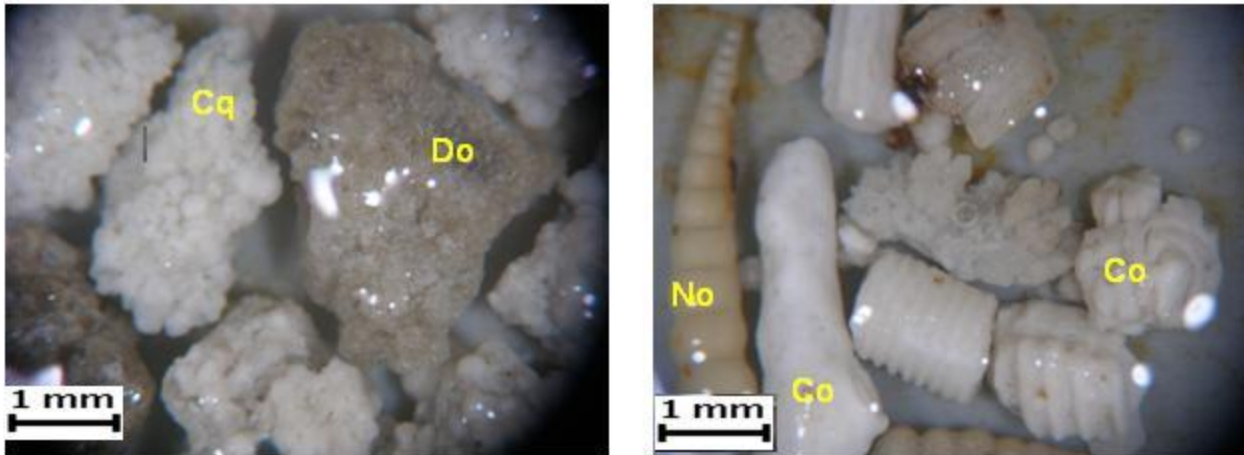


Figura 10: Rocas más características de la Formación Güines. Cq- Coquina. Do- Dolomita. Co- Fragmentos de corales. No- Nodosáridos

Los carbonatos del Mioceno son, en términos generales, un reservorio de muy buena calidad, la presencia de asfalto en ellos se explica porque generalmente se encuentran aflorando, por lo que el petróleo que migró hasta ellos se oxidó al combinarse con el oxígeno del agua freática. Tampoco tienen un sello más joven que el Mioceno que permita el entrapamiento de hidrocarburos. Las porosidades de estas calizas de aguas someras pueden ser superiores al 15-20% (Figura 11). Sin embargo, los valores del registro Gamma casi nunca arrojan presencia de Uranio en estas rocas, por lo que se considera que existe una baja densidad de fracturas en estas calizas, y el asfalto o petróleo pesado, cuando existe, se aloja en poros relacionados a la antes mencionada disolución.

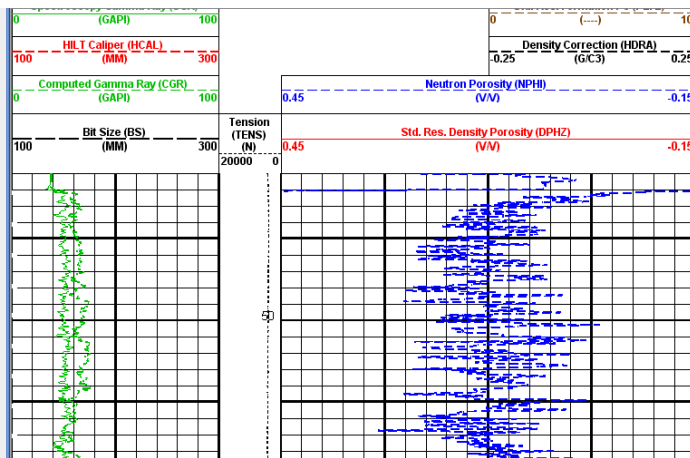


Figura 11: Características petrofísicas (Gamma y Porosidad) de los carbonatos del Mioceno.

En cuanto a los parámetros de perforación dentro de estos carbonatos se manifiestan de manera muy peculiar (Figura 12), cuando las calizas son muy cementadas, duras y cristalinas, la velocidad de perforación (ROP) es muy lenta, siendo también elevado el torque por el esfuerzo de giro de la barrena. Sin embargo cuando las calizas son arcillosas, han sufrido poca cementación o tienen elevada porosidad, estos parámetros se incrementan notablemente. La figura 12 es un ejemplo claro de cómo estos parámetros varían dentro de la misma formación (Frontera 1) y en el contacto entre dos formaciones (Frontera 2). Pueden ayudar también a la delimitación de fronteras los registros de gases determinados a pie de pozo por un cromatógrafo conectado al lodo de perforación (Datalog Co., 1997). Otro elemento importante a considerar cuando se perforan rocas con espacio poroso son los caudales de fluido de perforación que entran y salen del pozo (Flow In – Flow Out). Este análisis es de suma importancia para detectar zonas permeables en el subsuelo, las cuales al ser perforadas son capaces de absorber una gran cantidad de lodo de perforación, proceso denominado en la práctica como pérdida de circulación (Baker Hughes Co, 1995).

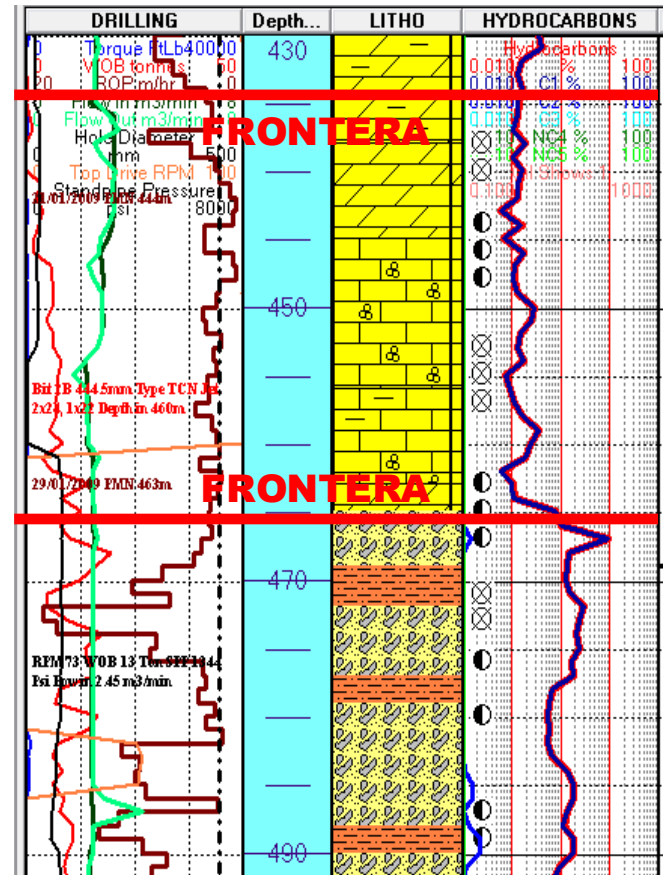


Figura 12: Información brindada por los parámetros de perforación al conocimiento del subsuelo.

Formación Vía Blanca (cretácico superior campaniano - maestrichtiano).

Las rocas de esta formación son puramente clásticas, con enriquecimiento de material del arco volcánico y de mantos ofiolíticos ubicados más al sur. En el área de Varadero Oeste todos los pozos atraviesan estas secuencias, aunque en el caso de Varadero 1000 hay diferentes mantos imbricados con las serpentinitas (Figura....., columna del pozo). Litológicamente se distinguen conglomerados, areniscas, limolitas, argilitas y arcillas, de colores predominantemente verde oscuros, grises y pardos (Figura 13). Los gránulos casi siempre están representados por andesitas verdes y basaltos oscuros, tobas vítreas de color verde claro, cristales de feldespatos y cuarzo, más raramente pequeños fragmentos de calizas. Las facies más finas de Vía Blanca son rocas con muy buena selección y madurez textural, de estratificación marcada, son predominantes en el área de Varadero Oeste, mientras que los conglomerados aparecen de manera subordinada, en forma de capas finas, con cemento calcáreo.

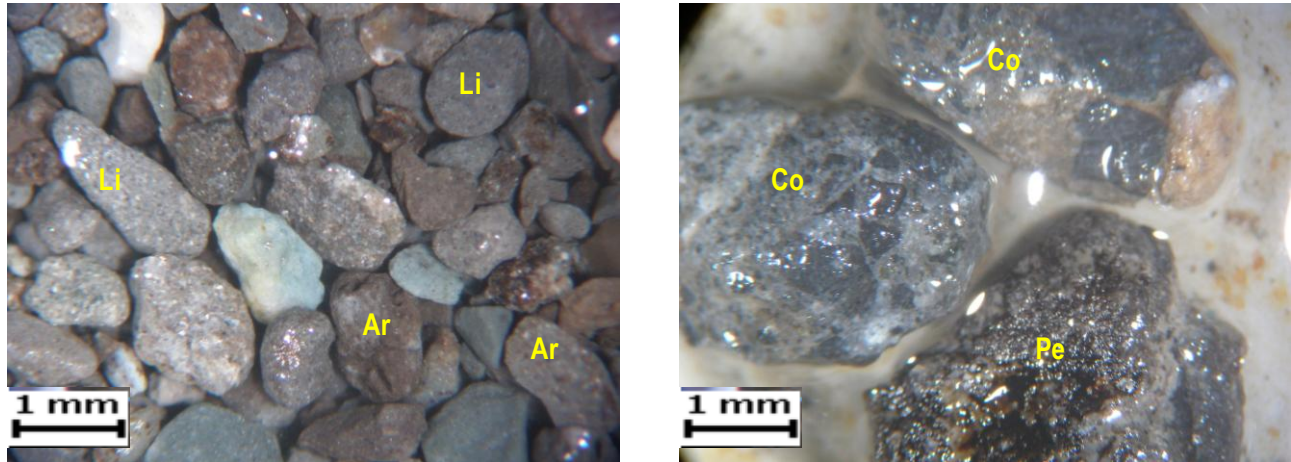


Figura 13: Rocas presentes en Vía Blanca. Limolitas (Li), argilitas (Ar) y conglomerados (Co). En ocasiones hay petróleo (Pe) en poros intergranulares.

Dentro de los clásticos de Vía Blanca pueden encontrarse capas de calizas de grano grueso, textura de grainstone, con tamaño del grano bastante regular (Figura 14-B), sobre todo con intraclastos, evidenciando tal vez flujos turbidíticos entre las secuencias de grano fino. A nivel mundial los carbonatos de textura similar son muy buenos reservorios, ejemplo de ello son algunos campos petroleros de México y el Medio Oriente, pero en Cuba los carbonatos con esta textura formados en el Cretácico Superior (Formaciones Amaro y en menor proporción Vía Blanca) tienen la porosidad cementada, este fenómeno se explicará más adelante al describir las secuencias del reservorio. Además existen capas de calizas de grano más finos (carbonatos pelágicos) en esta secuencia (Figura 14-B). La asociación faunal más característica de esta Formación está constituida por Globotruncánidos, Heterohelícidos, Pithonella spp y Orbitoides (Figura 14 A).

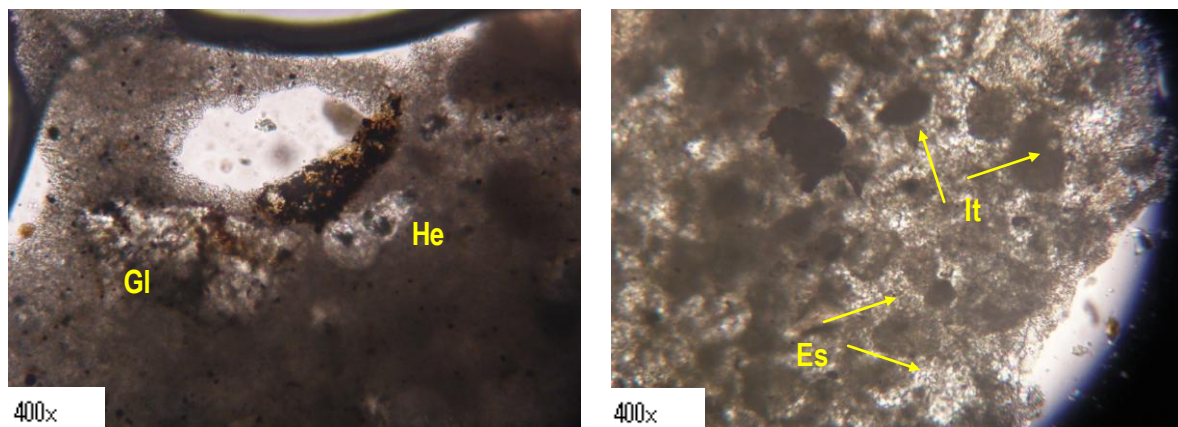


Figura 14: A- Heterohelícidos (He) y Globotruncánidos? (Gl) de Vía Blanca. B- Grainstone de intraclastos (It) con cemento esparítico (Es) entre granos.

Las rocas de Vía Blanca en el área de interés se comportan generalmente como buenos sellos, aunque las capas conglomeráticas pueden ser reservorios regulares con incluso alguna saturación

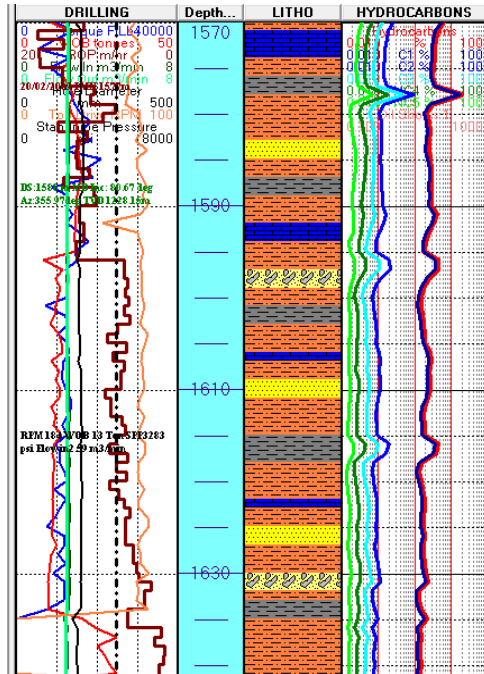


Figura 16: Parámetros de perforación dentro de Vía Blanca.

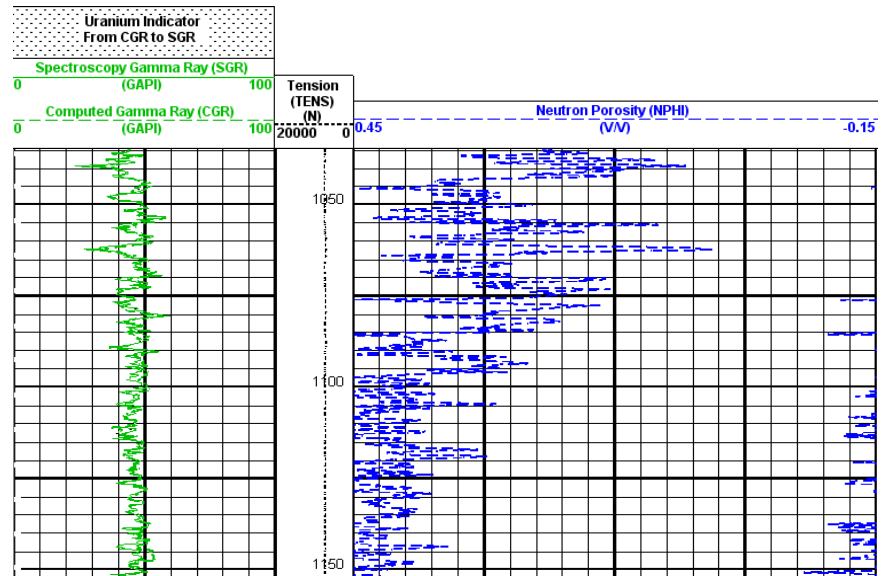


Figura 15: Comportamiento de los valores de Gamma y porosidad en la rocas de Vía Blanca de petróleo. La considerable arcillosidad de esta secuencia le confiere una permeabilidad muy baja, con excelentes condiciones sellantes, pero su posición estratigráfica en el corte nunca es por encima de los carbonatos de Veloz, por lo que es un sello aislado. Los valores de porosidad, como en la mayoría de las arcillas, sobrepasan el 30%. Los valores de gamma oscilan entre 40-60 GAPI, valores que reflejan en su casi totalidad el contenido de Potasio en las arcillas, no existiendo apenas separación entre las curvas de CGR y SGR, por lo que el contenido de Uranio es muy bajo (Figura 15).

Desde el punto de vista de perforación las rocas de Vía Blanca también tienen un comportamiento diferente. En las zonas donde existe mucha arcilla los parámetros de perforación se comportan de manera muy errática o variable, y el pozo generalmente tiene problemas de estabilidad, estos clásticos finos se hidratan, se hinchan y se derrumban (Schlumberger Co, 2002). Esto provoca variaciones en las razones de penetración (ROP) y también un torque muy variable (Figura 16). En dependencia de los cambios litológicos que existen dentro de Vía Blanca, cambian muchos de estos parámetros, por ejemplo, cuando se pasa de una zona con clásticos más cementados a una zona de clásticos con más matriz generalmente se refleja como un brusco avance en la perforación y viceversa.

Formación Carmita (cretácico inferior aptiano - cretácico superior cenomaniano).

Este intervalo geológico está muy bien descrito y representado en el subsuelo de casi toda la franja norte de crudos pesados cubana. Litológicamente compuesto por calizas pelágicas de grano muy fino, de texturas mudstone calcáreo y



wackestone esencialmente de bioclastos, aunque en la parte basal de Camita pueden existir capas de grainstone de peloides. Estas calizas son de colores camelita, crema clara o blanco, apenas poseen componente arcilloso, son muy duras y cristalinas, en estratos finos a medios, con muchas fracturas que casi siempre están cementadas de calcita, estas son rectas y finas, se cruzan en muchas direcciones formando redes muy densas. Dentro de estas calizas se interestratifican capas muy finas de argilita negra, calcárea, con abundante dolomita que se concentra a lo largo de estratos. También abundan las capas de pedernal de color camelita y hacia la base lentes de areniscas de grano fino y bien seleccionado.

Los procesos diagenéticos que han afectado la Formación Camita son generalmente destructores de porosidad, se destacan la cementación y la compactación. Los granos muy finos de estos carbonatos aparecen muy ajustados entre sí, con bordes que pueden marcar algunas suturas estilolíticas y superficies de disolución (Figura 17), sin embargo estas no son tan abundantes como para haberse originado estilobrechas (Simpson, 1985). Muy escasas fracturas dentro de estos carbonatos aparecen en algunas zonas saturadas con petróleo de mejor calidad que los de Veloz (15-20° API), pero que en pocos lugares alcanza volúmenes comerciales. En el área de Varadero Oeste Camita no tiene manifestaciones considerables de petróleo.

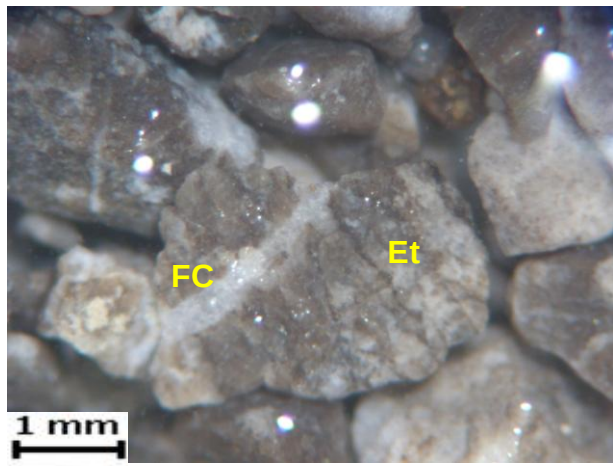
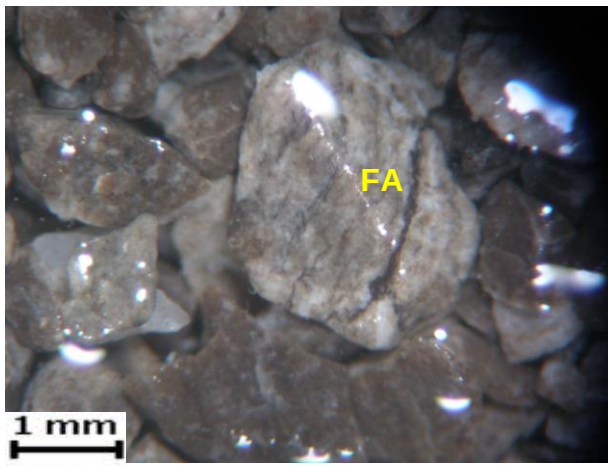


Figura 17: Carbonatos de Camita con algunos procesos que crean y destruyen porosidad. FA – Fractura abierta con bitumen oxidado. FC – Fractura cementada con calcita. Et – Estilolitos paralelos a estratos y rellenos de materia orgánica.

Los géneros de foraminíferos más comunes en estos carbonatos son los de Hedbergella sp., Globigerinelloides sp., Nannoconus sp., Rotalipora sp., entre otros (Figura 18). La determinación de las especies a partir de muestras tan pequeña generalmente es muy difícil.

Moa, Julio del 2009

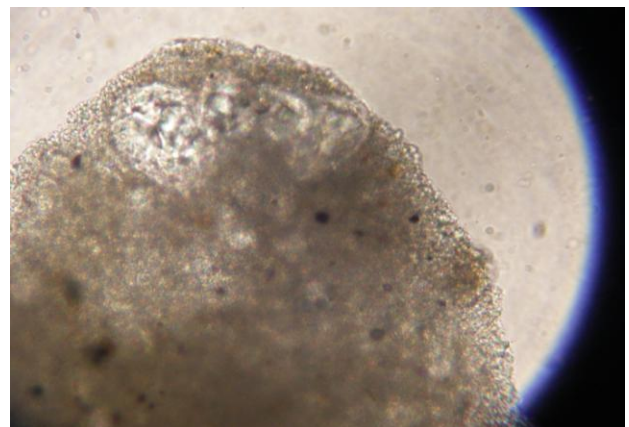


Figura 18: Sección realizada a un fragmento de roca de 1 mm de tamaño, se observan biofacies de Hedbergella (He).

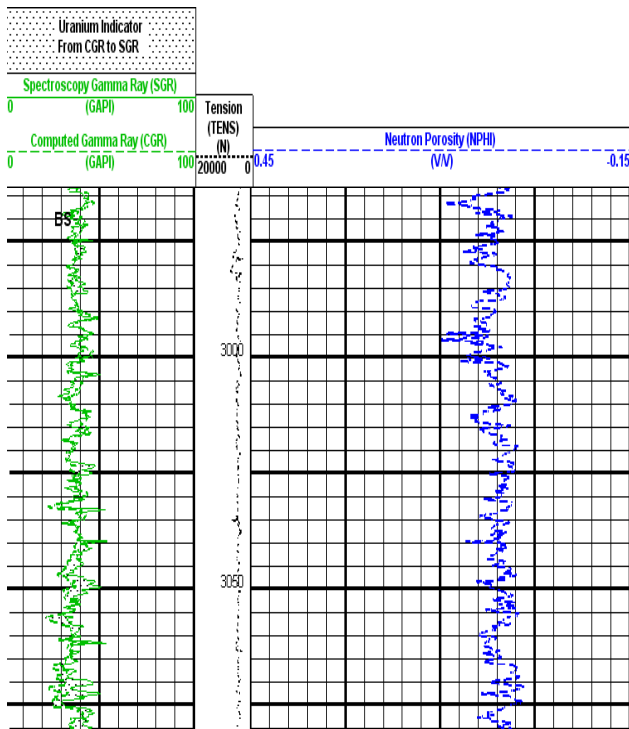


Figura 19: Comportamiento de las curvas de Gamma y Porosidad en las calizas de Carmita.

bajos niveles de materia orgánica y fracturación.

La perforación también aporta datos que permiten diagnosticar o detectar la presencia de estos carbonatos en el subsuelo. Estas calizas, por las características de su esqueleto mineral, son muy resistentes a los esfuerzos y la deformación (Schlumberger Co., Rock Mechanics, 1998), su textura de granos ajustados o apretados hace que también sean muy resistentes a la perforación, necesiándose tiempo y pericia en atravesar los grandes espesores de esta formación. Sin embargo, una vez perforado, estas unidades geológicas son sumamente estables (Schlumberger Co, 2002), sin existir el más mínimo riesgo de derrumbe en esta sección. La mayoría de los parámetros de perforación dentro de las calizas de Carmita se mantiene constantes en todo su espesor (Figura 19a).

En cuanto a las propiedades petrofísicas estas rocas tienen características muy marcadas (Figura 19), se distinguen esencialmente por su baja porosidad (5-12%) y los valores de gamma raras veces exceden los 50 GAPI, las curvas de CGR y SGR no se separan, evidenciando poco contenido de Uranio y

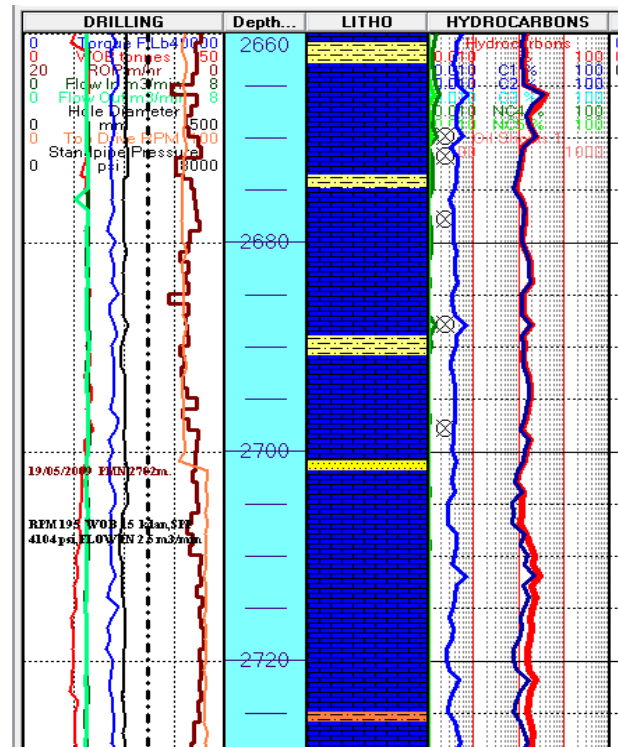


Figura 19a: Comportamiento de las curvas de perforación en las calizas de Carmita, todas tienen valores bastante estables, respondiendo a la homogeneidad de esta unidad geológica.

Formación Vega Alta (paleoceno superior – eoceno inferior).

Las rocas de Vega Alta tienen una tremenda importancia en toda la franja norte petrolera cubana, ellas constituyen el sello de los yacimientos cubanos. Es una formación de carácter regional y a pesar de presentar grandes variaciones faciales los especialistas coinciden en que se pueden separar dos grandes unidades dentro de ella: una superior olistostromica y una inferior arcilloso – silicea. Esta unidad inferior es la más importante desde el punto de vista petrolero. Todos los mantos saturados de petróleo, ya sea en Boca de Jaruco, Puerto Escondido o Varadero, están recubiertos de estas arcillas y silicitas de la parte basal de Vega Alta.

Litológicamente es una formación muy heterogénea, en su composición global entran más de 15 facies diferentes, lo cual complica cualquier correlación que se pretenda hacer dentro de ella. Pero en términos generales hacia la parte superior se destacan limolitas, conglomerados, areniscas, brechas y arcillas. La proveniencia de estos fragmentos es muy diversa, muchos de ellos se relacionan a las secuencias de margen continental (fragmentos de Veloz, Carmita y Amaro) y otros se

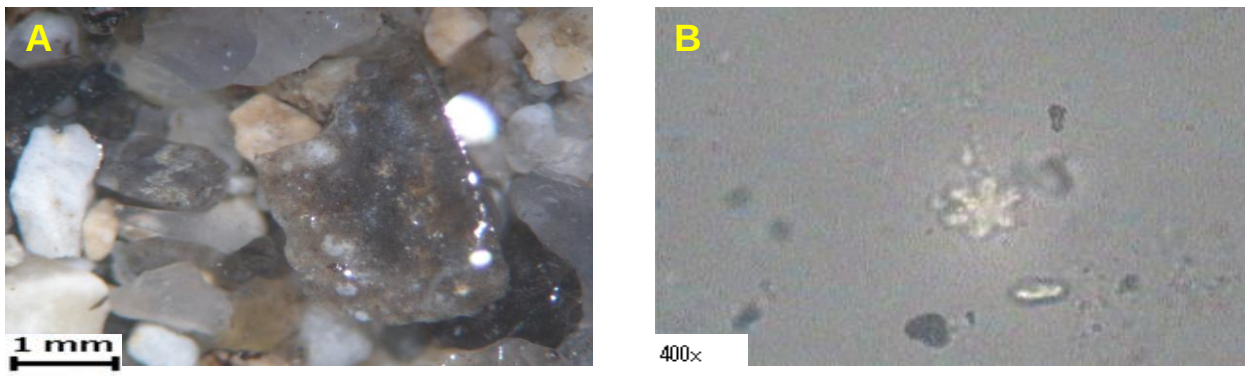


Figura 20: A: Abundante componente silíceo en Vega Alta. B: Discoaster sp. Nannoplankton calcáreo del

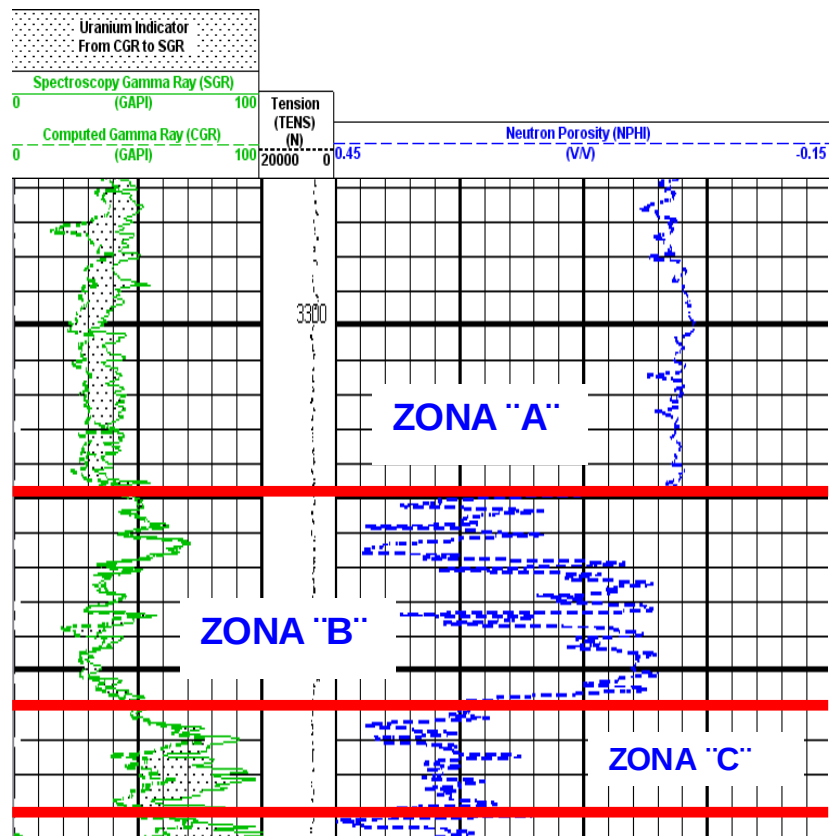
denudaron de cuerpos ofiolíticos y volcánicos ubicados más al sur (fragmentos de andesitas, basaltos, intrusivos ácidos, serpentinitas y hasta algunas rocas metamórficas como esquistos). Hacia la parte inferior se disponen lutitas, margas, argilitas, pedernales, calizas, radiolaritas y algunas zonas de brecha (Figura 20). Esta formación cuando se encuentra sobre mantos más profundos y en dirección norte se hace mucho más calcárea y menos arcillosa, también obedeciendo a cambios faciales y deposición más tranquila dentro de la cuenca original (López, O. Lower Duplex Facies, 2007).



En cuanto a las biofacies que se destacan dentro de estas arcillas de Vega Alta se encuentran especies de Globigerínidos, Acarinina sp., Morozovella sp., y Nannoplancton calcáreo del Paleógeno (Figura 20-B). Es muy común encontrar dentro de esta formación una abundancia relativa de fauna del Cretácico Superior, lo cual habla de una redeposición de estos intervalos dentro del paleógeno.

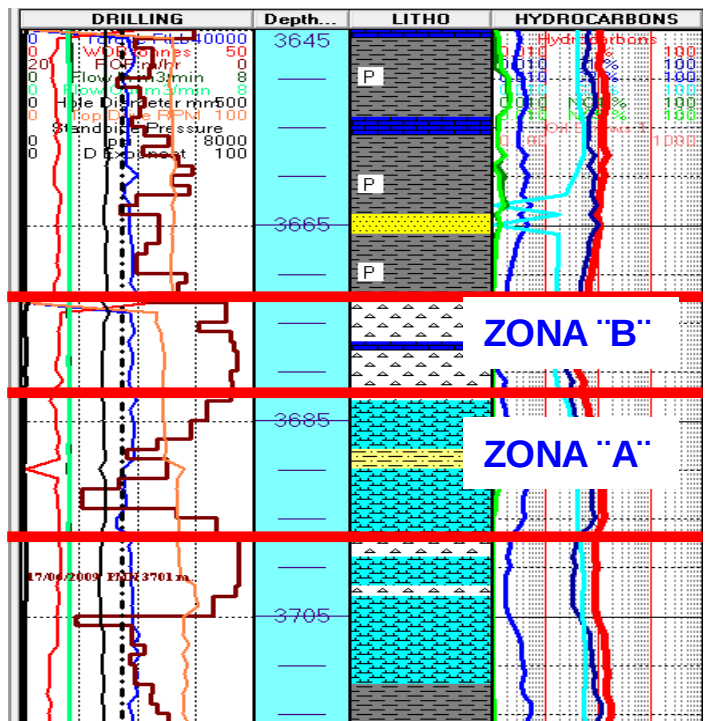
Los parámetros petrofísicos dentro de la formación Vega Alta son muy variables, en respuesta a la heterogeneidad litológica de esta formación (Figura 21). Por ejemplo, cuando el corte es muy arcilloso se registran elevados valores de porosidad y de radiación Gamma, pero cuando hay bloques de carbonatos dentro de las arcillas estos parámetros cambian bruscamente.

Figura 21: Comportamiento variable de los valores de Gamma y porosidad dentro de Vega Alta. A: Carbonatos puros. B: Bloques dentro de arcillas. C: Arcilla pura.



Desde el punto de vista de perforación también el comportamiento de las rocas de Vega Alta es muy variable, respondiendo de la misma manera a su composición diversa de litofacies que la componen (Figura 22). Así, cuando se disponen muchos pedernales el avance de la perforación será muy lento, en cambio cuando hay muchas arcillas este será más rápido, también el torque varía en este mismo sentido.

Revisten una gran importancia los carbonatos del Grupo Veloz, principales reservorios en toda la franja petrolera



Moa, Julio del 2009

Figura 22: Comportamiento variable de los parámetros de perforación dentro de Vega Alta. Avance rápido en zonas arcillosas y de margas (Zona "A"), avance lento en zonas de pedernales (Zona "B").

norte cubana, comprendidos entre el Jurásico Superior Kimmeridgiano y el Cretácico Inferior Neocomiano. Pueden separarse dos grandes eventos deposicionales para estas rocas: uno que abarca los depósitos de aguas someras del Kimmeridgiano, con carbonatos de texturas finas y gruesas; y otra que comprende los depósitos característicos de ambientes pelágicos, de granos mucho más finos, y que van desde el Titoniano hasta el Neocomiano, correspondientes a aguas más profundas.

Formación Morena (cretácico inferior hauteriviano-barremiano).

Las calizas de este intervalo estratigráfico son de colores crema, gris y pardo oscuro (Figura 23). Generalmente son poco consolidadas y tienen algunas fracturas con petróleo pesado de color rojizo oscuro a negro. Son comunes capas muy finas de pedernal y escasos lentes de argilitas negras. Las texturas más frecuentes son las de mudstone calcáreo y wackestone de bioclastos. Muy característica de esta litofacies son los carbonatos constituidos en su casi totalidad por nannoplancton calcáreo (biofacies de *Nannoconus*, Figura 24).

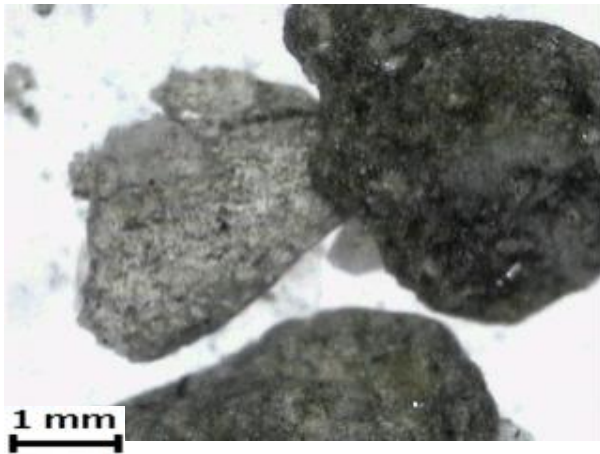


Figura 23 Calizas de la Formación Morena, coloraciones cremas y ámbar son las más típicas. La impregnación bituminosa diferenciada provoca las distintas tonalidades de la roca, este bitumen se dispone mayormente en microporos dispersos en toda la matriz.

Estas rocas no tienen un interés trascendental desde el punto de vista productivo en el área, aunque en ellas se registran porosidades muchas veces superiores al 20%, se ha comprobado que no son responsables de elevadas

Moa, Julio del 2009

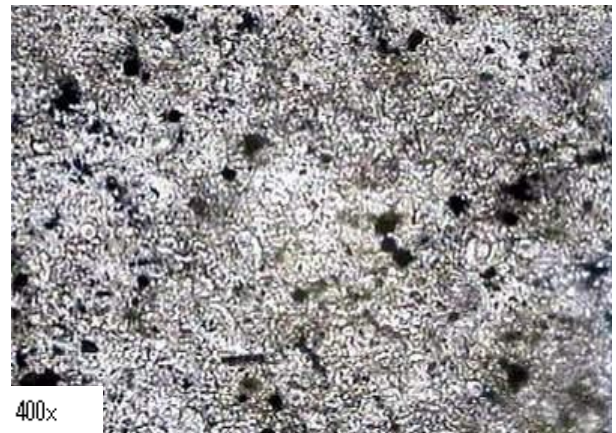


Figura 24: Mudstone calcáreo correspondiente a la Formación Morena, biofacies de *Nannoconus* (N). Microporosidad ocluida con bitumen y materia orgánica.

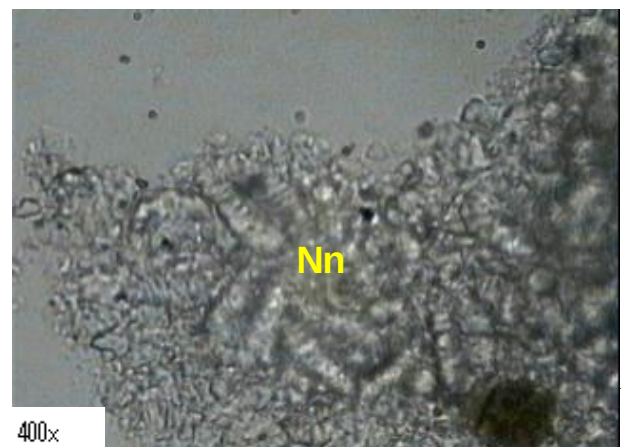


Figura 25: Abundantes *Nannoconus* (Nn) conforman los carbonatos de Morena.

producciones. Esto es bien explicable al observar los procesos diagenéticos que han ocurrido en los carbonatos de Morena. No existe un gran desarrollo de fenómenos que hayan empeorado sus cualidades como reservorio: entrecrecimientos cristalinos o recristalización que sólo llega a ser acentuada en sus partes más inferiores (donde también aumentan el resto de los procesos diagenéticos), mayor contenido de arcilla lo cual no proporciona suficiente rigidez al esqueleto mineral para que una fractura tenga una amplia extensión. La compactación química está mucho menos desarrollada que en otras unidades, los estilolitos y las juntas de disolución, cuando aparecen, tienen poco desarrollo y longitud. Las rocas de Morena son carbonatos con marcada porosidad intergranular e intercristalina, es decir, es sumamente importante en este intervalo del Neocomiano la microporosidad (Figura 24), con poros muchas veces inferiores a los 5µm. Los volúmenes productivos menos elevados pueden deberse fundamentalmente a las características de nuestros crudos en cuanto a densidad y viscosidad.

Las biofacies más distintivas de estos carbonatos son los *Nannoconus* spp (Figura 25), a ellos pueden asociarse radiolarios que aparecen completamente calcitizados.

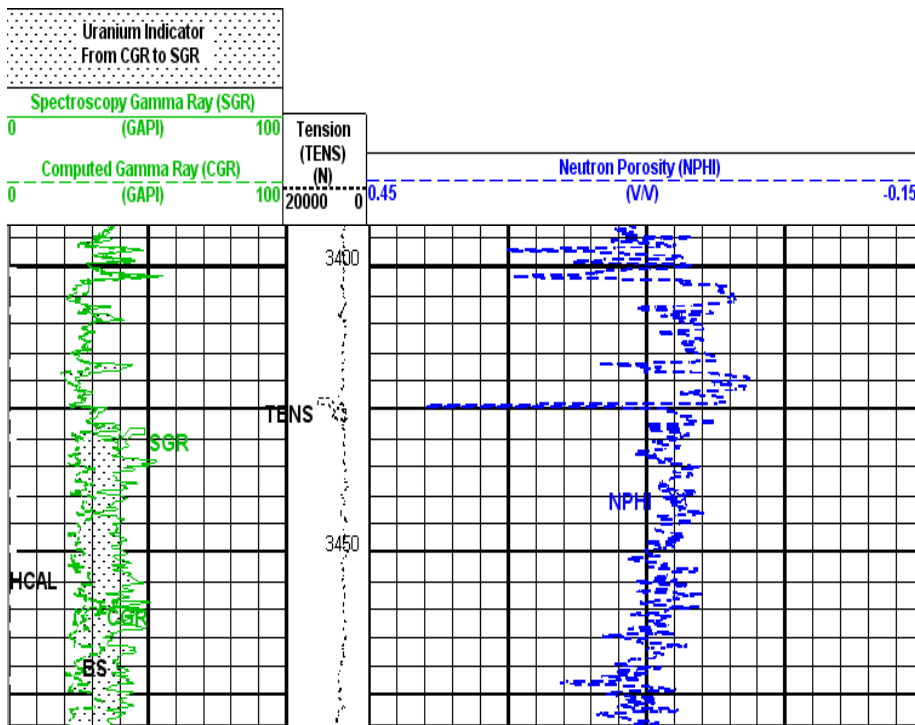


Figura 26: Características petrofísicas en los carbonatos de Morena.

En cuanto a las propiedades petrofísicas son características en Morena porosidades de 15-20%, pero que no son efectivas por el tamaño de los poros. Al no existir gran densidad de fracturas la separación entre las curvas de Gamma no es considerable, es por ello la calidad (de regular a mala) de estos carbonatos (Figura 26).

Formación Ronda (cretácico inferior berriasiano-valanginiano).

Carbonatos algo similares a los anteriores pero aquí aumenta su grado de consolidación (Figura 27). Colores cremas claros y oscuros, generalmente impregnados de petróleo pesado, mayor abundancia de pedernales de color ámbar, con mucha frecuencia se dispone pedernal blanco ligeramente carbonatizado con bioclastos silíceos bien distinguibles. Se incrementan las calizas amarillas fracturadas y más recristalizadas, comienzan a abundar más las argilitas muy oscuras a negras, con MO oxidada, por lo general las rocas se muestran más fracturadas y aumenta sutilmente el bandeamiento por bitumen. Las texturas más abundantes son las de wackestone bioclásticos, mudstone calcáreo y en menor medida packstone de intraclastos, bioclastos y ooides (Figura 28). Aún se mantienen en esta formación las calizas con abundante nannoplancton calcáreo, son más frecuentes hacia la parte superior (Valanginiano).

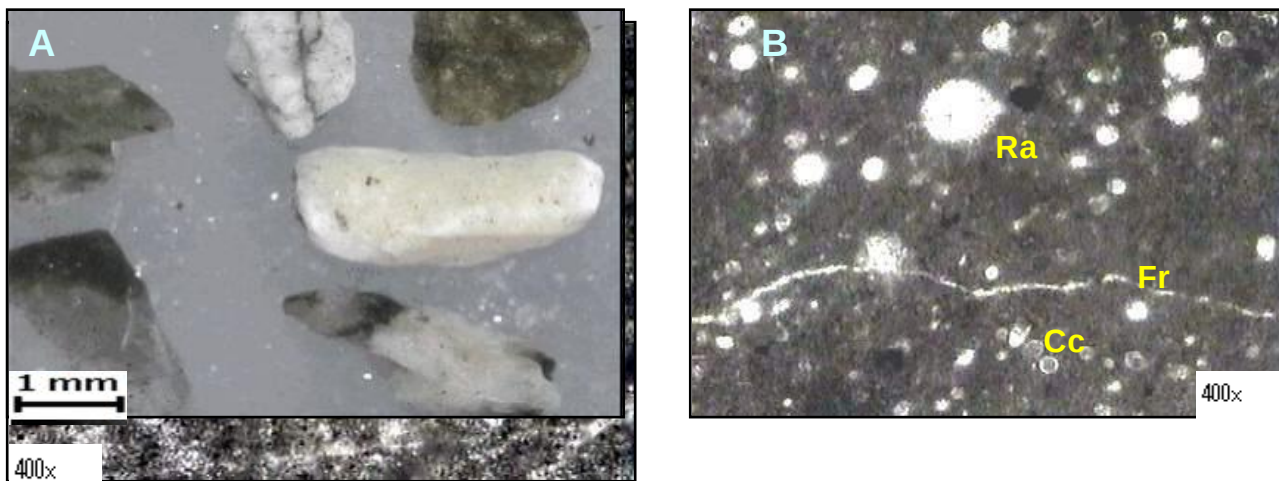


Figura 27: A: Calizas más fracturadas y cristalinas de la Formación Ronda, también pedernales en capas finas. B: Textura de wackestone de bioclastos calcitizados, con radiolarios (Ra) y calpionélidos calcáreos (Cc). Fracturas (Fr) finas cementadas por calcita. C: Textura de wackestone bioclástico arcilloso con Calpionélidos calcáreos (Cc).

A partir del Neocomiano bajo, los procesos diagenéticos que afectaron los carbonatos de los reservorios revisten una mayor importancia, por lo que los reservorios son de mejor calidad. En las rocas de Ronda también han existido procesos que han destruido y creado espacio poroso. Entre los negativos podemos señalar los de cementación de fracturas, de algunos vórgulos y de la porosidad primaria (Figura 28), y entrecrecimientos cristalinos debidos probablemente a la acción de fluidos por elevadas presiones y temperaturas.

Los procesos positivos o formadores de poros son más acentuados en este intervalo estratigráfico que en el anterior, aunque se mantienen también algunos similares, pero menos intensos. El ensanchamiento de juntas de disolución durante procesos tectónicos, la creación de algunos vóculos debido a la disolución más intensa, el desarrollo de estilolitos por presión-disolución (Figura 28), y por último las fracturas, son los principales canales para la migración y almacenamiento de HC en esta litofacies. En estas rocas comienza a hacerse menos importante la microporosidad (Mundy D., 1994), aunque en este caso es residual debido a los frecuentes entrecrecimientos entre granos. Algunas facies con abundante nannoplancton todavía muestran pequeños poros intergranulares, del orden de algunos micrómetros, rellenos por bitumen.

Además, comienza a manifestarse durante esta litofacies un fenómeno interesante, encargado de crear espacio poroso en muchos carbonatos cementados durante el enterramiento profundo: **la corrosión** (Esteban, M. 2002). Delante de los frentes de migración de HC se mueven una serie de fluidos que son altamente corrosivos para los carbonatos, ejemplo de ello lo constituyen los ácidos orgánicos, el H_2S , H_2SO_4 , CO_2 , ácidos con Flúor, etc. Estos fluidos van difundándose por zonas porosas, ensanchándolas y creando nuevas vías de migración para los HC. Otros detalles sobre la corrosión fueron tratados anteriormente en el capítulo de análisis bibliográfico. La figura 28 muestra un ejemplo de corrosión en una fractura que antes de la migración fue corroída y ahora se encuentra ocupada por HC.

Dentro de Ronda la asociación faunal más característica es la de géneros de calpionélidos calcáreos, nannoplancton calcáreo y radiolarios (Figuras 27 y 28). Se destacan las biofacies de *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis* spp, *Calpionellites* spp, *Nannoconus* spp, radiolarios y otras. También hay cámaras de amonites.

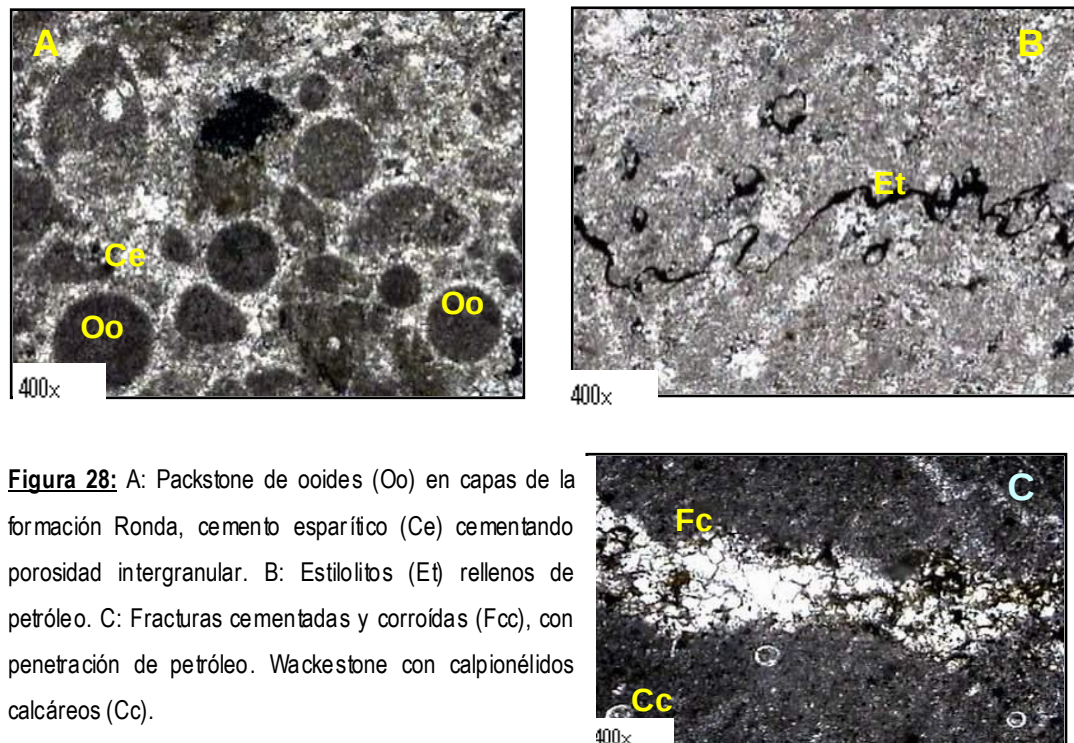


Figura 28: A: Packstone de ooides (Oo) en capas de la formación Ronda, cemento esparítico (Ce) cementando porosidad intergranular. B: Estilolitos (Et) rellenos de petróleo. C: Fracturas cementadas y corroídas (Fc), con penetración de petróleo. Wackestone con calpionélidos calcáreos (Cc).

Las características petrofísicas de los carbonatos de Ronda muestran aspectos intermedios entre las formaciones infra- y suprayacentes, con comportamientos que atestiguan la mejora de la calidad del reservorio en la base del Neocomiano. Las mayores lecturas de Uranio y las porosidades más elevadas que los carbonatos de Morena son una muestra de ello (Figura 29). La mayor densidad de fracturas existente en estos carbonatos es la causa de estas lecturas. También los registros de resistividad (hasta el momento sin mostrarse) arrojan valores más elevados, lo cual demuestra mayores saturaciones de petróleo.

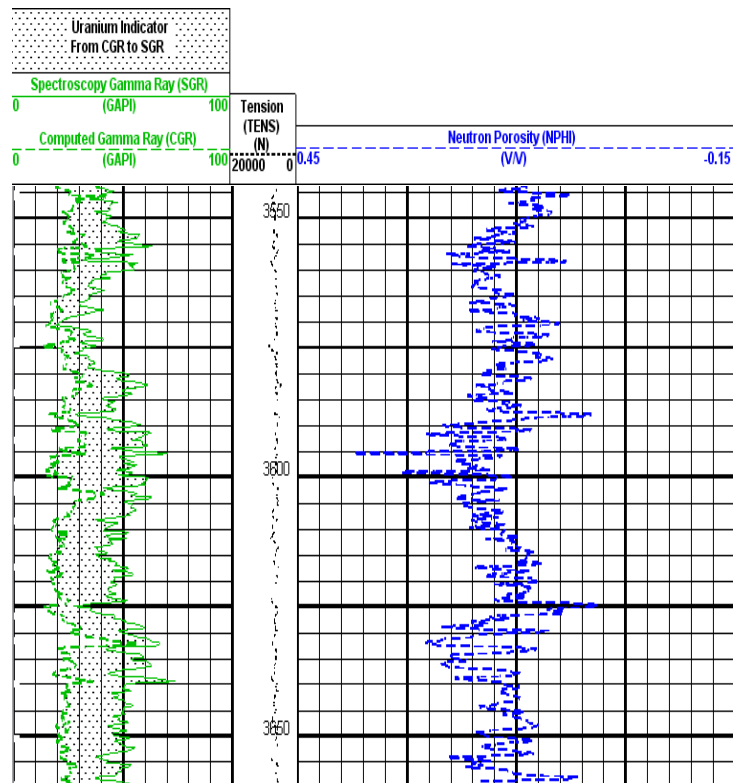


Figura 29: Mejores propiedades del reservorio en los carbonatos de la Formación Ronda.

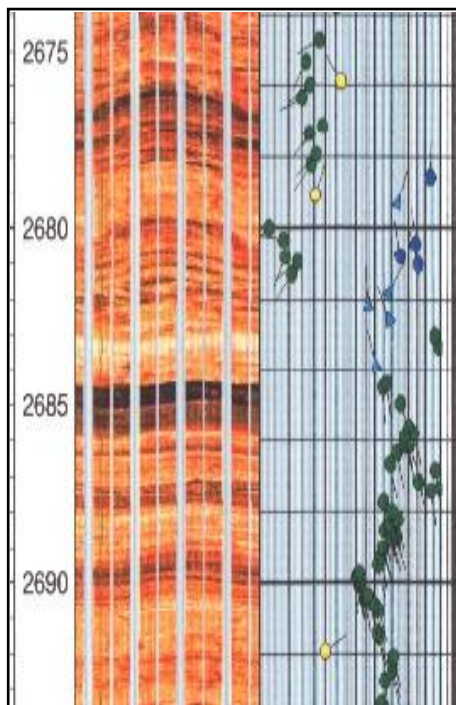


Figura 30: Comportamiento de los registros de imágenes en los carbonatos de Ronda.

A través de los

registros de imágenes (FMI) se logra definir bien la estructura de los cuerpos geológicos en el subsuelo, los elementos de yacencia de las capas y fracturas, así como la densidad y localización de estas últimas (Baker Hughes, 2003). Además se logra identificar otra serie de elementos estructurales como pliegues, microfallas, etc. Estos parámetros son de mucha utilidad al analizar los reservorios carbonatados en los cinturones móviles y para definir relaciones entre facies y unidades de flujo en el subsuelo (Feazel, 2004). En la figura se observan las calizas de Ronda con un rumbo NW-SE que después se pliegan y cambian a NE-SW, con numerosas fracturas en el eje del pliegue con rumbo E-W.

FORMACIÓN CIFUENTES PROFUNDO (JURÁSICO SUPERIOR TITONIANO).

Litológicamente representada por calizas de color amarillo, blanco, gris, crema moteada en blanco y algunas pardo oscuras a negras. Generalmente son muy consolidadas y cristalinas, aunque pueden en ocasiones tener componente arcilloso y ser más friables. Es un rasgo distintivo de los carbonatos de Cifuentes profundos su intensa fracturación y procesos de disolución (vúgulos, moldes, fracturas agrandadas y hasta microcavernas), así como su alternancia de paquetes de estratificación muy fina y otros con brechamiento (Figura 36). Hay frecuentes capas y nódulos lentiformes de pedernal de color ámbar y negruzco, así como argilitas negras, calcáreas, con romboedros de dolomita y enriquecidas en MO. En menor proporción carbonatos cremas muy impregnados, con microlaminaciones bituminosas y abundante fauna de nannoplancton (cocolitos). Las texturas más frecuentes son de mudstone calcáreo muy recristalizado y wackestone con bioclastos calcitizados, hacia la base pueden haber packstone de bioclastos por la gran concentración de moldes de radiolarios en las rocas.



Figura 31: Calizas fracturadas y argilitas del Titoniano.

Han ocurrido en estas rocas fuertes procesos diagenéticos que han afectado positiva y negativamente la calidad del reservorio. Al igual que intervalos anteriores, los fenómenos destructores de porosidad son la conversión de una matriz

microporosa en una matriz muy cementada por microesparita. La compactación mecánica, que en zonas provoca que las texturas de wackestone bioclástico se transformen en packstone, es muy frecuente en estas rocas. También procesos de cementación.

En estos depósitos han ocurrido intensamente los procesos diagenéticos creadores de porosidad. La compactación química ha generado, además de juntas de disolución, frecuentes estilolitos como consecuencia de la presión-disolución. Los mencionados estilolitos, así como las juntas de disolución, se disponen subparalelos a direcciones de estratificación, y fueron originados en el enterramiento profundo, aunque también pueden manifestarse perpendiculares a la dirección de los estratos.

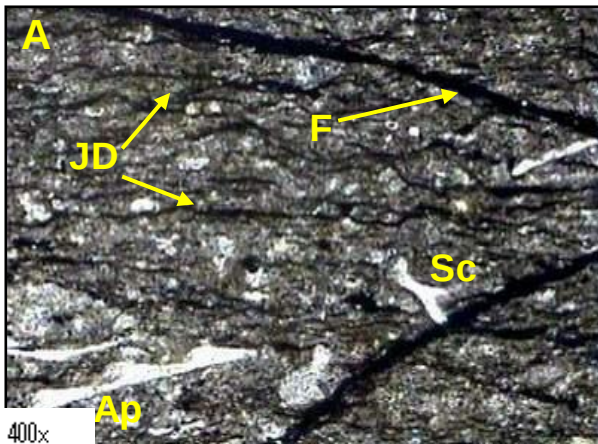


Figura 32: Procesos diagenéticos y asociación faunal de Cifuentes Profundo. F- Fracturas. JD- Juntas de disolución. Ap- Aptychus. Sc- Saccocoma.

En estas rocas los procesos de corrosión son más intensos que en el anterior intervalo, muchas fracturas bien desarrolladas y de considerable espesor han sido corroídas y posteriormente penetradas por HC. Además comienza a hacerse importante en las rocas del Titoniano la dolomitización como proceso diagenético. La intensa presión-disolución a menudo provoca tener juntas de disolución y/o estilolitos en distintas direcciones, provocando que se formen estilobrechas (Figura 33).

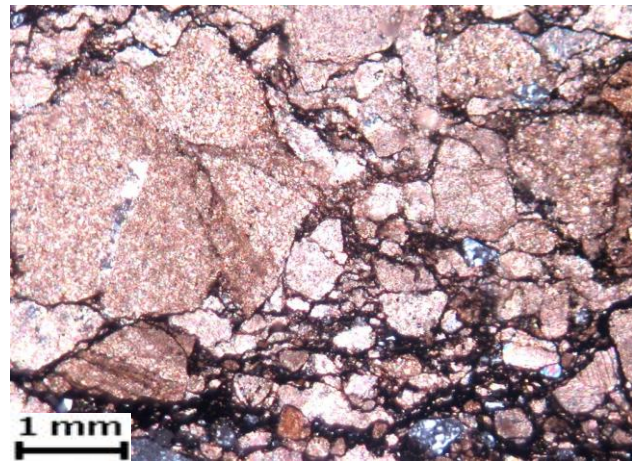


Figura 33: Cifuentes Profundo. Brechas causadas por procesos diagenético y tectónicos.

Las biofacies y las características de las rocas han permitido dividir esta formación en tres paquetes: Cifuentes I, II y III. Este no es el objetivo del trabajo, por lo que se ha preferido denominar a toda la sección Cifuentes Profundo. En términos generales hacia la parte superior predominan los Calpionélidos calcáreos, mientras que hacia la parte media los Calpionélidos quitinosos (Figura 34). Hacia la base es muy común la asociación de Aptychus, Radiolarios y Saccocomas (Figura 32).

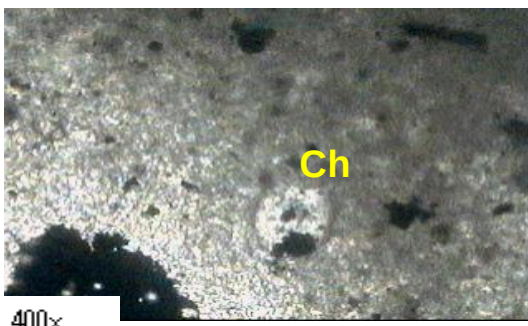


Figura 34. Chitinoidea sp. (Ch) del Titoniano

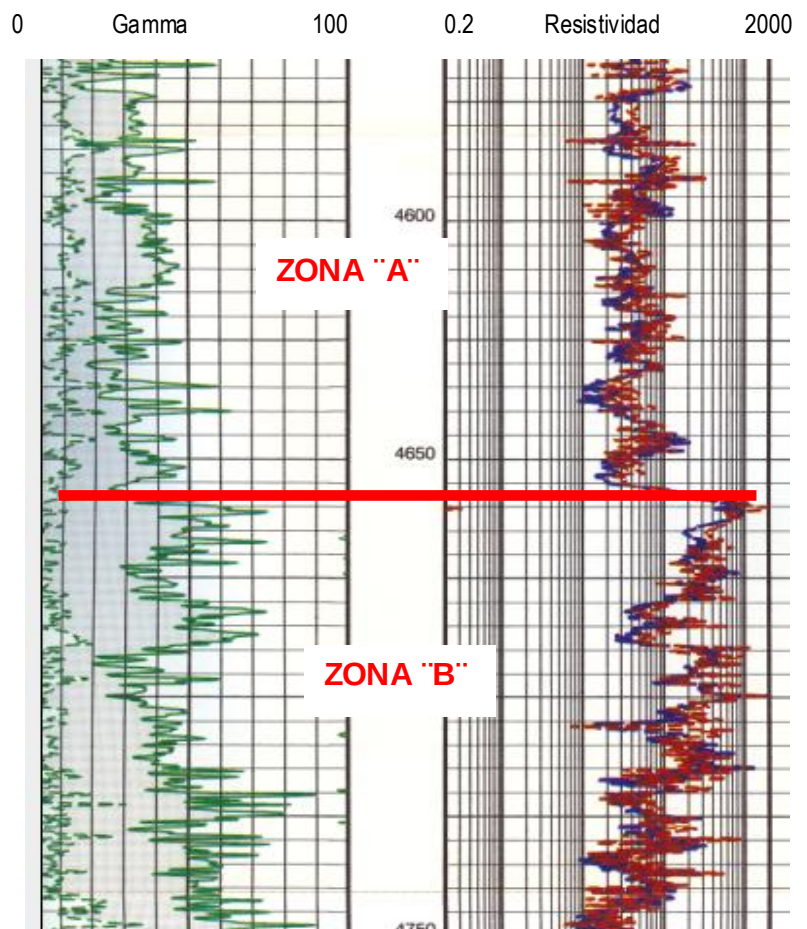


Figura 35: Respuesta de los registros de pozo dentro de los carbonatos de Cifuentes Profundo. Zona "A", reservorio muy bueno. Zona "B", reservorio excelente.

La respuesta petrofísica de las rocas de Cifuentes Profundo en los registros de pozo refleja claramente, en correspondencia con todos los procesos que ocurren en la roca, la calidad de los reservorios. Dentro de la misma formación se pueden establecer paquetes con diferentes características. En la **figura 35** se delimitan dos zonas, ambas con buena calidad, pero la zona "B" por el contenido de Uranio observado en el Gamma y además por la resistividad más elevada, indica no sólo la presencia de fracturas sino también la saturación de petróleo.

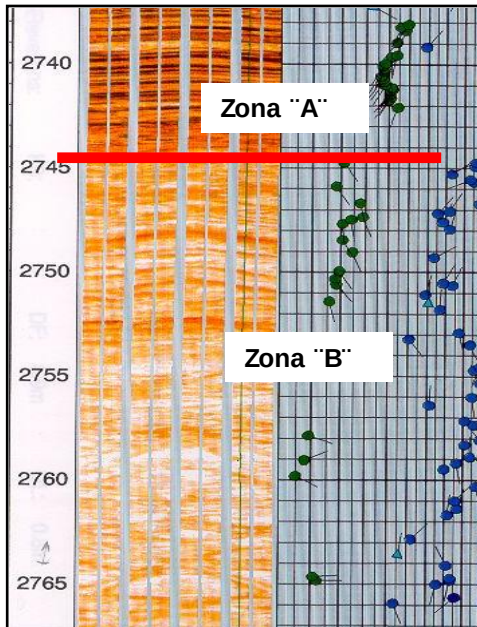


Figura 36: Estructuras diferentes reveladas por el FMI dentro de los carbonatos de Cifuentes Profundo.

Los registros de imágenes (FMI) arrojan diferentes estructuras para los carbonatos de Cifuentes Profundo (Figura 36). A grandes rasgos se pueden distinguir zonas estratificadas (Zona "A") y otras zonas de brecha (Zona "B"). Por lo general las zonas de brecha muestran una mayor densidad de fracturas que las laminares, por lo que constituyen mejores reservorios. Además las direcciones de fracturas en las zonas estratificadas son más ordenadas, mientras que en las brechadas no siguen una dirección preferencial.

Formación Cifuentes Somero (jurásico superior kimmeridgiano).

Las rocas del Kimmeridgiano o Cifuentes Somero están representadas por litotipos muy característicos, esencialmente calizas de estratificación muy fina, de colores blanco y amarillo, cristalinas, en extremo fracturadas

(Figura 37). Se intercalan entre ellas muchas de argilita carbonosa negra, calcárea, con dolomita concentrada. Son comunes dentro de rocas de Kimmeridgiano capas finas de dolomita sucrosa de color crema oscuro, cristalinas. Desde el punto de vista textural dos microfacies bien diferenciadas en estas una de mudstone calcáreo y otra de packstone. Los mudstone calcáreos pueden aislados bioclastos y peloides. Los packstone favreinas, peloides y escasas oolitas (Figura



Figura 37: Calizas muy cristalinas y fracturadas del Kimmeridgiano (Cifuentes Somero).

capas de las existen calizas, tener tienen 38).

A pesar de que su ambiente de sedimentación es nerítico de aguas relativamente someras, hay fuertes evidencias de haber sufrido los efectos del enterramiento profundo con sus procesos diagenéticos acompañantes. Además tiene una microfacies secundaria, con intensa dolomitización y excelente porosidad intercrystalina.

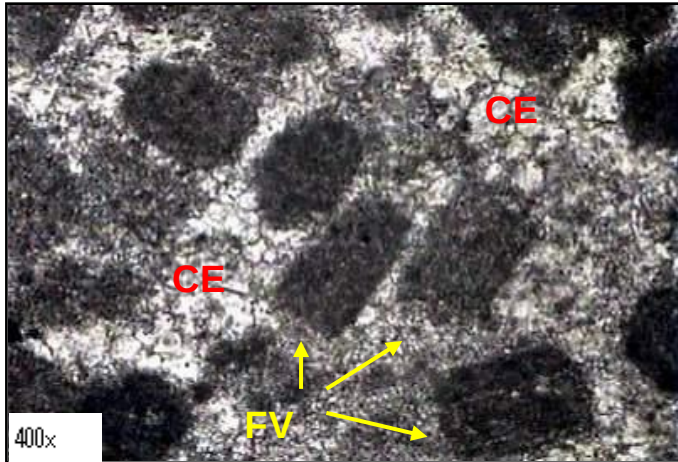


Figura 38: Packstone de favreinas (FV) con cemento esparítico (CE) ocluyendo porosidad.

La porosidad de ambas microfacies ha sido afectada por procesos de recristalización (entrecrecimientos entre cristales de CaCO_3) debido a elevadas presiones y temperaturas, bien observable en la matriz fina de los mudstones calcáreos. También la cementación ha ocluido gran parte de la porosidad (Figura 38). En las texturas finas son comunes las juntas de disolución rellenas por bitumen oxidado, metálico y material argiláceo impregnado de MO, resultado de la compactación química o presión de disolución. En cambio en la microfacies de packstone-grainstone, éstas no están desarrolladas en el mismo grado, sino que hay una cementación considerable entre los aloquemos, siendo en este caso la fracturación el fenómeno

más importante. La asociación faunal más común dentro de estos carbonatos es la de Favreinas (Figura 38) dentro de los packstone y los Globochaetes dentro de los mudstone calcáreos.

Reviste una singular importancia en estas rocas la dolomitización. Según teorías modernas este proceso no siempre crea porosidad como se pensaba anteriormente (por reducción de volumen en un 12-13% en la sustitución molecular de la calcita por dolomita), sino que más bien es el resultado final del balance de la cantidad de calcita que se disuelve y dolomita que precipita, si abunda la precipitación sobre la disolución entonces habrá cementación por dolomita; en cambio, si prevalece la disolución sobre la precipitación entonces se creará espacio poroso (Esteban M., 2002).

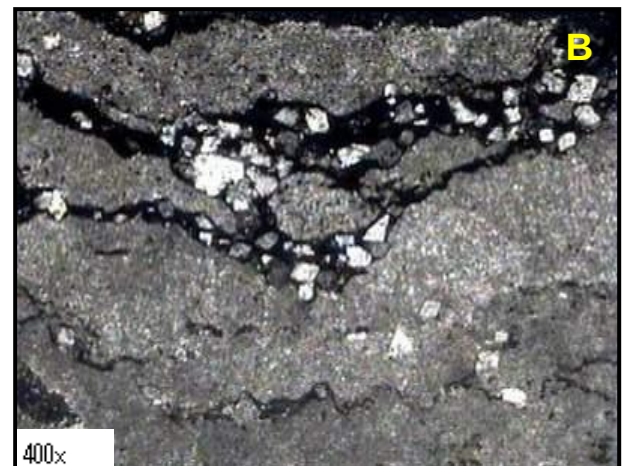
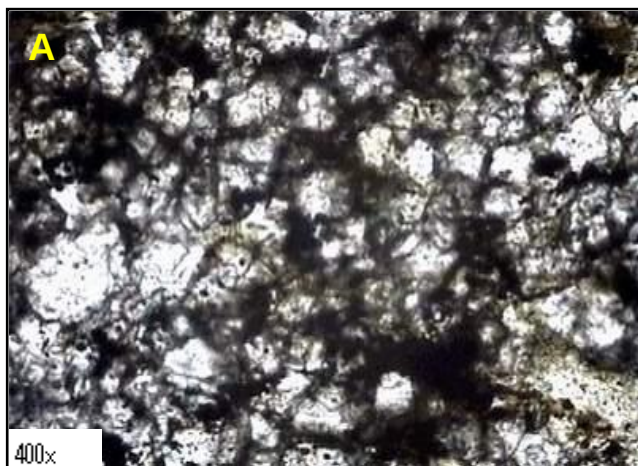


Figura 39: A: Porosidad intercrystalina en capas dolomíticas del Kimmeridgiano. B: Concentración de dolomita en superficies de disolución.

En los mudstone calcáreos es sumamente abundante la dolomita como mineral diagenético (Figura 38). Independientemente del proceso que la haya originado, en la mayoría de los casos donde hay dolomita, la saturación de HC, bitumen oxidado o MO, aumenta. A veces se observa una considerable porosidad intercrystalina entre los romboedros de dolomita (Figura 39). La dolomita se hace ligeramente abundante hacia los paquetes de Cifuentes Profundo, pero se acentúa marcadamente en los mudstone calcáreos de Cifuentes Somero, la podemos encontrar de manera subordinada en rocas de Ronda y Morena, pero no tienen el mismo impacto sobre las propiedades del reservorio por encontrarse diseminada en la matriz micrítica de estos carbonatos.

De acuerdo a las propiedades petrofísicas de estos carbonatos hay alternancia de valores bajos y altos de Gamma, los cuales corresponden a intervalos más y menos fracturados, asimismo se separan y se unen las curvas de resistividad (Halliburton), indicando zonas con mayor y menor permeabilidad (Figura 40). Los registros de imágenes son muy útiles en este tipo de reservorio, la laminación fina de los carbonatos y las fracturas paralelas a los planos de estratificación son reveladas con claridad (Figura 41).

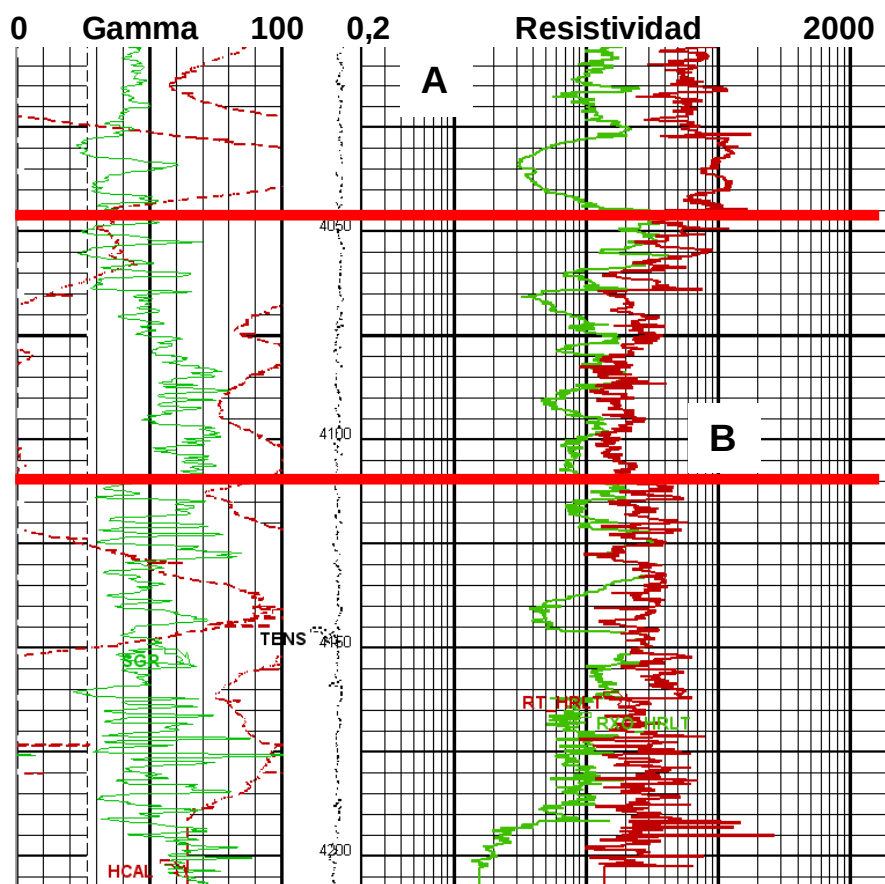
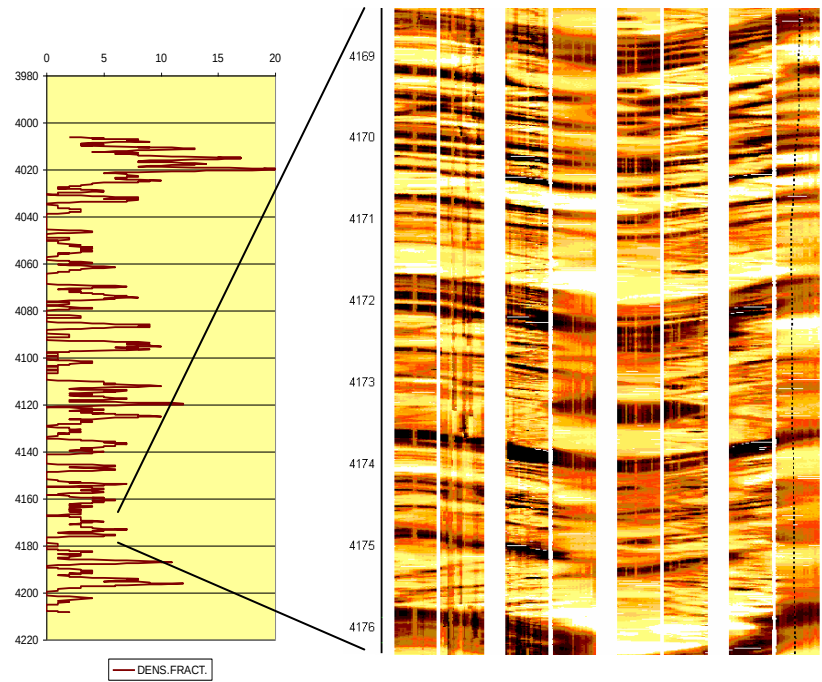


Figura 40: Curvas de Gamma y resistividad dentro de las calizas del Kimmeridgiano. Cuando se separan las curvas de resistividades somera y profunda esto es un indicador de movimiento del lodo hacia la formación, y por tanto de permeabilidad. En la figura se separan dos intervalos (A y B), el primero muestra mayor separación de las resistividades, por lo tanto más permeabilidad y mejor reservorio. El intervalo B tiene las curvas más unidas, por lo que la permeabilidad debe ser menor.

Figura 41: Fina estratificación mostrada en los registros de imágenes dentro de los carbonatos del Kimmeridgiano. Las capas más claras generalmente se corresponden con calizas más limpias, de ahí su elevada resistividad. Las capas más oscuras responden a horizontes enriquecidos en arcillas, con menor resistividad o también a fracturas abiertas donde ha penetrado lodo de perforación muy conductivo. A la izquierda el gráfico muestra la densidad de fracturas en una zona del Kimmeridgiano, esta se puede cuantificar a partir del propio registro de imágenes.



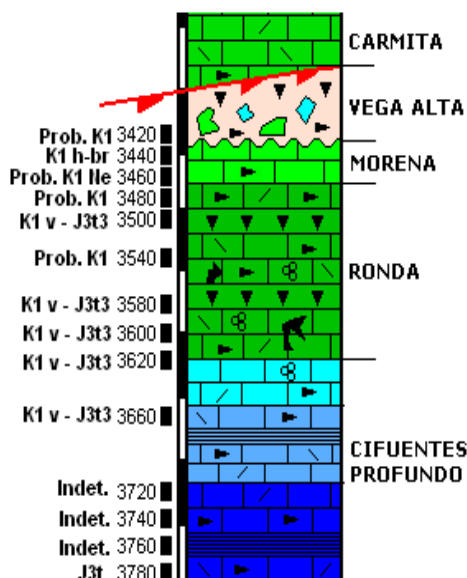
CAPITULO 3. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Los pasos diseñados en el marco teórico y explicados en capítulo 2 durante el trabajo han servido para:

- Identificar las formaciones geológicas en el subsuelo.
- Construir las columnas estratigráficas de los pozos.
- Detectar la presencia de elementos estructurales como fallas, pliegues, discordancias y topes formacionales bruscos.
- Separar intervalos con mejor o peor potencial productivo dentro de cada pozo.
- Estimar la continuidad de las unidades geológicas a través de esquemas de correlación.

A partir todos los datos mencionados en el cuerpo del trabajo (litología, petrografía, micropaleontología, registros de pozo, registros de imágenes, procesos diagenéticos) se ha logrado cumplir con el objetivo esencial: **caracterizar geológicamente el subsuelo en el campo Varadero Oeste**. Su interrelación ha sido un factor indispensable, raras veces cuando se hace un estudio de este tipo se cuenta con todos los datos necesario, por lo que es importante saber integrar pedazos de información para extrapolarlos a zonas menos estudiadas. Estos trabajos integradores son de mucha importancia para la concepción de modelos geológicos (Lucia, 1999), los cuales, con la integración de otros datos, permiten el cálculo de las reservas extraíbles en cualquier área, pero no es este un objetivo del trabajo.

Una vez diagnosticadas las unidades geológicas existentes en cada pozo pueden construirse las columnas estratigráficas. Estas revisten una tremenda importancia ya que nos permiten detectar elementos estructurales de diferente magnitud, sobre todo fallas que pueden constituir objetivos de búsqueda para nuevos pozos. Además, a través de esta caracterización se separan unidades atractivas para la exploración y producción de hidrocarburos y unidades que deben quedar fuera de las nuevas proyecciones.



El registro estratigráfico de los pozos es clave para darnos cuenta de la presencia de grandes fallas de cabalgamiento (Figura 42), discordancias y topes formacionales. Cuando este se realiza durante la perforación de los pozos tiene aún un mayor significado, ya que permite, en el momento de la perforación, conocer cuáles son las formaciones geológicas que se han ido cortando (Figura 43), y en dependencia de ello tomar importantes decisiones encaminadas al éxito de este costoso proceso.

Figura 42: Columna estratigráfica de un pozo de Varadero Oeste, a la izquierda se ubican determinaciones de edades por micropaleontología.

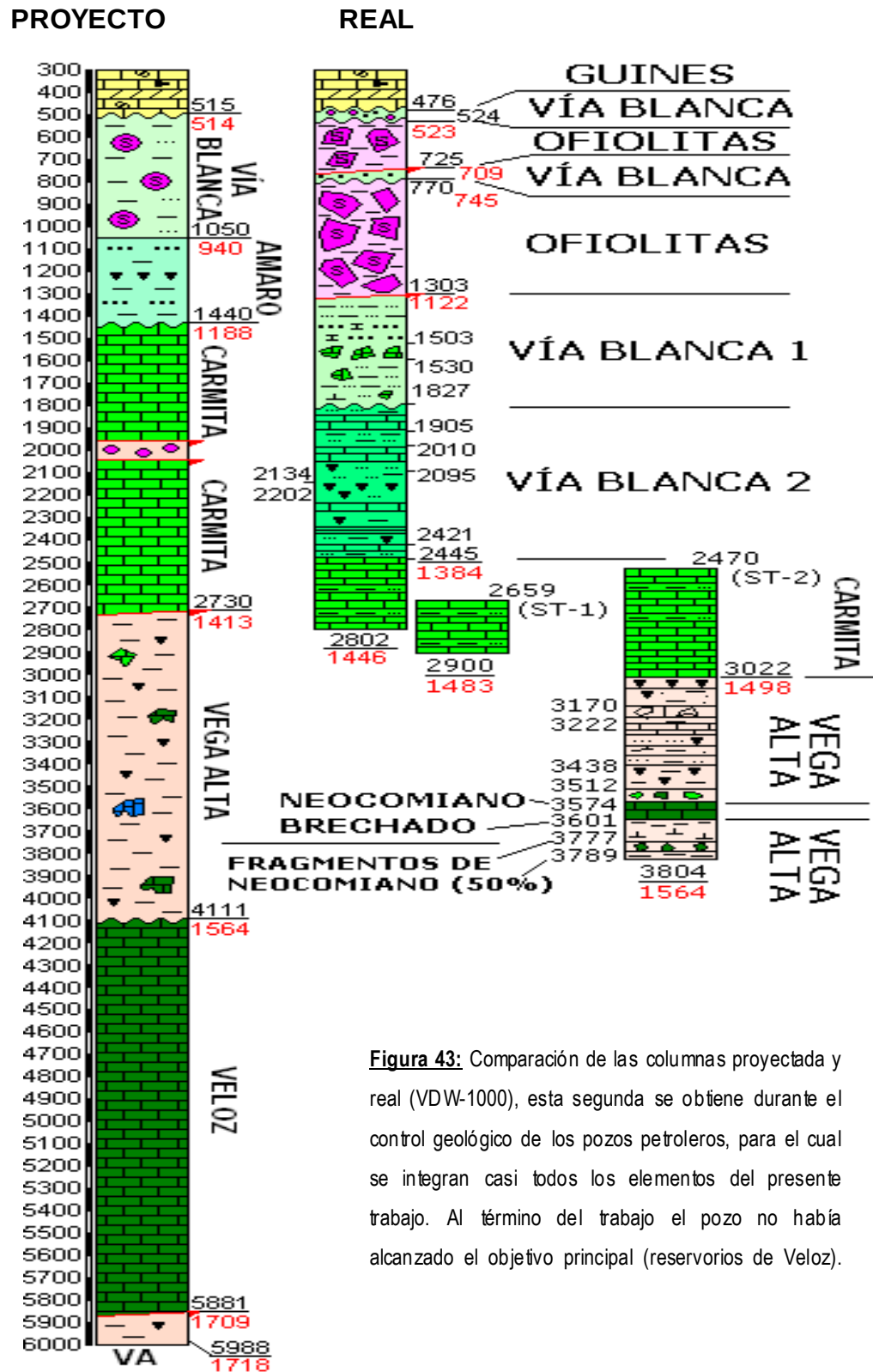


Figura 43: Comparación de las columnas proyectada y real (VDW-1000), esta segunda se obtiene durante el control geológico de los pozos petroleros, para el cual se integran casi todos los elementos del presente trabajo. Al término del trabajo el pozo no había alcanzado el objetivo principal (reservorios de Veloz).

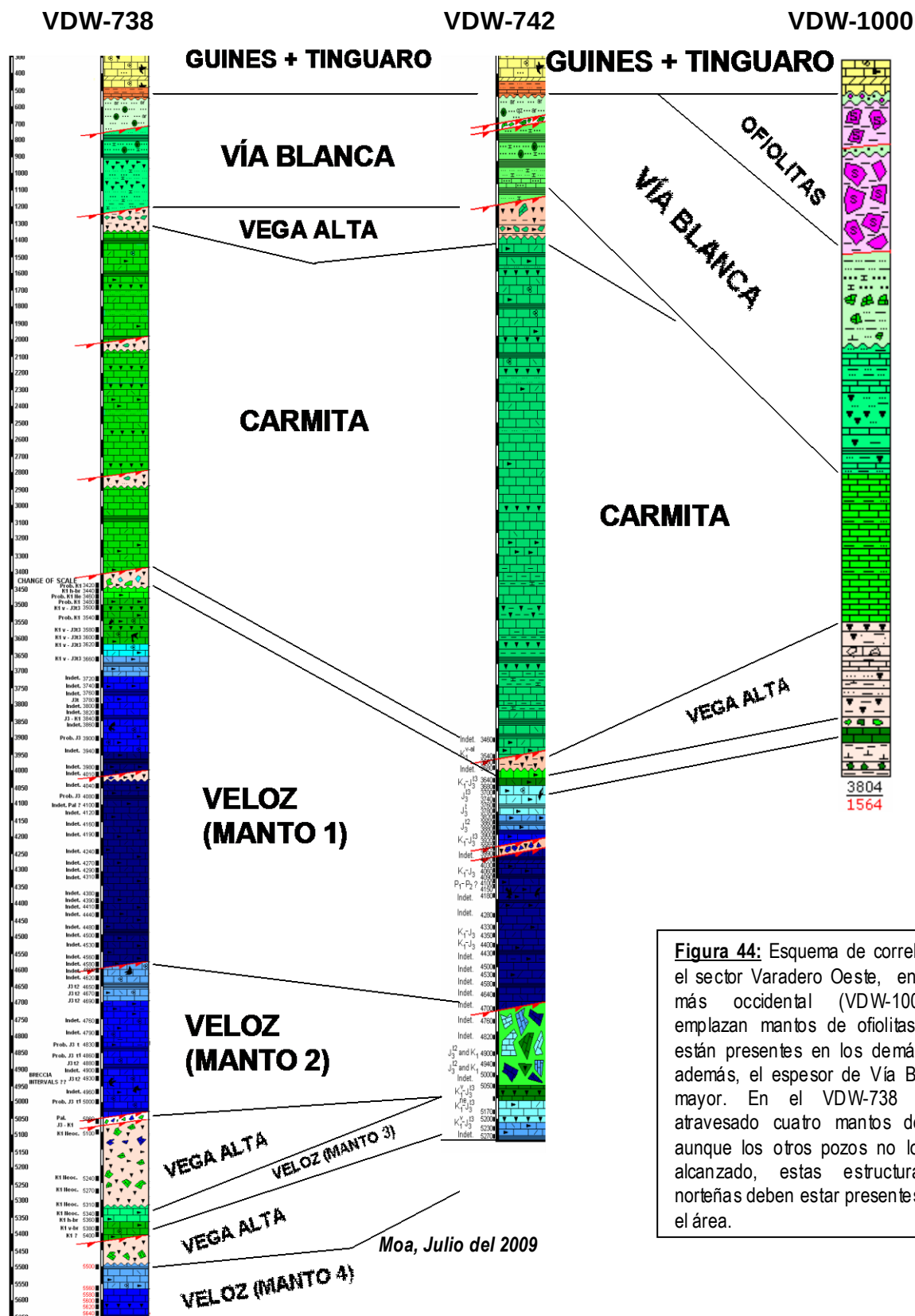


Figura 44: Esquema de correlación en el sector Varadero Oeste, en el pozo más occidental (VDW-1000), se emplazan mantos de ofiolitas que no están presentes en los demás pozos, además, el espesor de Vía Blanca es mayor. En el VDW-738 se han atravesado cuatro mantos de Veloz, aunque los otros pozos no los hayan alcanzado, estas estructuras más norteñas deben estar presentes en toda el área.

Para estimar la continuidad de las unidades geológicas lo más utilizado a nivel mundial son las correlaciones geológicas. En el área de Varadero Oeste existe una constitución geológica muy similar (Figura 44), que varía en dirección Oeste. Esto lo demuestra la presencia de grandes espesores de rocas de Vía Blanca y sobre todo el emplazamiento de un manto grande de serpentinitas. Estas rocas son muy comunes en los pozos situados más al sur, en cambio, en todo el yacimiento de Varadero los pozos con desplazamiento norte ya no cortan estos cuerpos. Esto demuestra que existe algún elemento estructural en dirección oeste (falla transcurrente) que de alguna forma separa ambos campos (los pozos VDW-738 y VDW-742 del VDW-1000). Por ser este sector más occidental muy joven en cuanto a grado de estudio todavía no ha logrado ubicarse este elemento, la estratigrafía atravesada en el pozo VDW-1000 ha aportado criterios muy sólidos a su favor, pudiendo ser clave en el modelo geológico del área y en la concepción de nuevas perforaciones (Figura 46). La tectónica transcurrente en los cinturones móviles es un patrón de tanto peso como las frecuentes fallas de cabalgamiento. Las fallas transcurrentes o de strike-slip pueden delimitar lateralmente cuerpos geológicos, por su elevado ángulo son muy difíciles de detectar en el subsuelo. No se descarta la posibilidad de que un

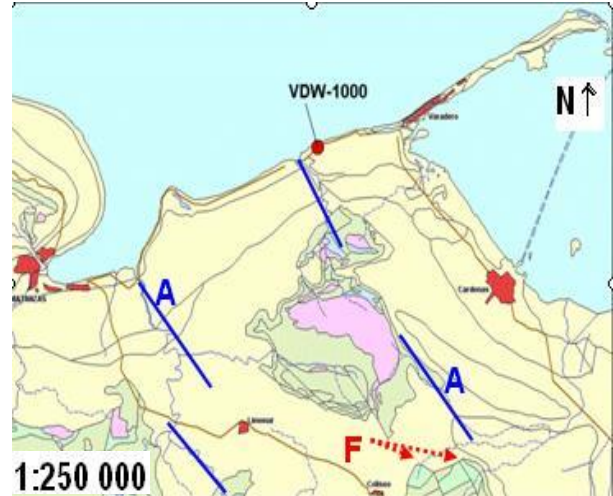


Figura 45: Mapa geológico de superficie en el área de Varadero Oeste. Coincidencia entre la dirección de fallas transcurrentes (FT) mapeadas y los

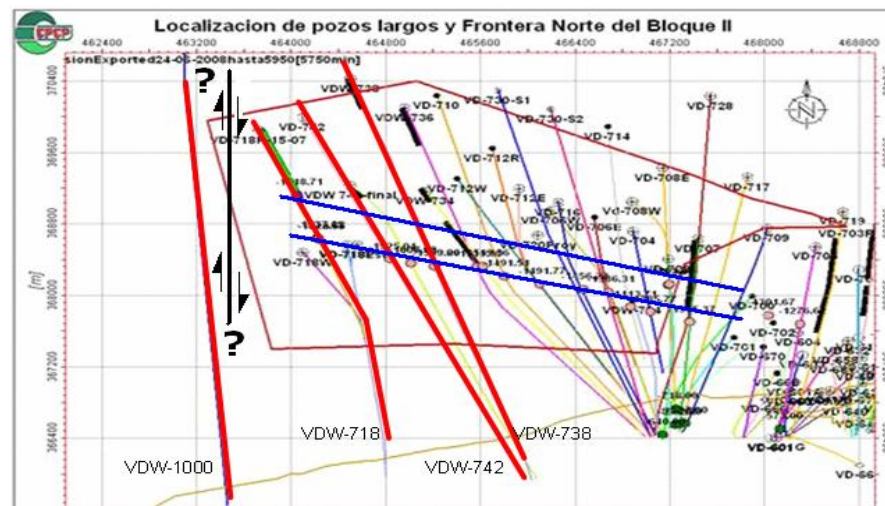


Figura 46: Probable ubicación de una falla transcurrente entre los pozos VDW-718 y VDW-1000. Este evento geológico. Los mapas geológicos de superficie aportan algunos criterios a favor de esta posible transurrencia, como por ejemplo el mapeo de estas estructuras que involucran rocas de Camita (Figura 45). Además hay alineamientos en la dirección de los ríos que también tienen el mismo rumbo de estas fallas.

evento como este haya originado los espesores anómalos de Cretácico Superior en la parte más Occidental, hipotéticamente cuando existen pandeos en los planos de estas fallas se originan estructuras levantadas (pop-out) y otras hundidas (pull-apart), y en estas últimas puede haber recubrimiento sedimentario de rocas sintectónicas. Pero esto es sólo una hipótesis que se ha originado de este trabajo, no existiendo todavía

En cuanto a las características generales del área Varadero Oeste, arrojadas por la integración de datos para la caracterización geológica, hay evidencias de diversa naturaleza que demuestran la existencia de cuatro mantos o pliegues diferentes. El primero tiene un corte muy completo desde el Neocomiano hasta el Kimmeridgiano, puede tener algunas fallas intraformacionales con o sin rocas del Paleógeno. El segundo manto está delimitado del primero por una falla inversa después de la cual (en dependencia de la posición de los pozos) puede haber arcillas de Vega Alta. Este segundo manto tiene una característica muy peculiar: la existencia marcada de zonas de brecha, con muchas rocas de Cifuentes Profundo, pero también del Neocomiano y Kimmeridgiano, este brechamiento (probablemente de origen tectónico) le proporciona a este segundo manto excelentes propiedades como reservorio. El tercer manto tiene pobres propiedades de reservorio, y esto se debe a que es de poco espesor y abundan las rocas del Neocomiano, no obstante, en posición más hundida este manto pudiera tener muy buenos reservorios saturados de petróleo. El cuarto manto (sólo alcanzado en el VDW-738), ya no tiene rocas del Neocomiano, sino que comienza en el Jurásico, realmente se conoce muy poco sobre este último pliegue, aunque los datos muestran buen potencial productor en sus rocas.

Una vez se hayan caracterizado geológicamente todas las estructuras y pliegues atravesados en las perforaciones se realiza, a través de los FMI, un análisis estructural de toda la zona, donde el principal objetivo es analizar la continuidad de los cuerpos geológicos y las direcciones preferenciales de las fracturas en cada uno de ellos, de modo tal que se diseñen los pozos perpendiculares a ellas para optimizar las producciones, mientras más fracturas corte un pozo, mayor será su producción.

En la figura 47 se observa la continuidad de las fracturas en dirección NW-SE, las rosas diagramas resumen la frecuencia de estas direcciones. De ahí la dirección aproximada S-N de los pozos.

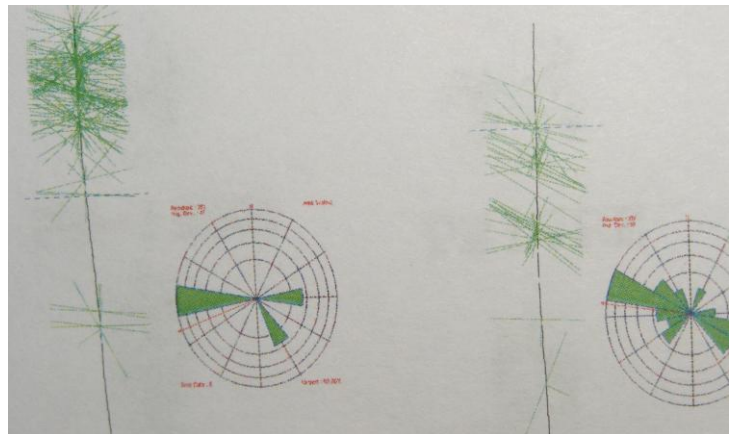


Figura 47: Diagrama de rosas que indican la dirección de fracturas en pozo horizontales.



CONCLUSIONES:

1. A partir de datos tomados de los pozos profundos se logró caracterizar el subsuelo del área Varadero Oeste. Demostrando la existencia de elementos estructurales de gran envergadura, los más frecuentes son las fallas de cabalgamiento y las de transcurrancia.
2. Se logró describir en detalle los reservorios gasopetrolíferos del Jurásico al Neocomiano, identificándose con precisión los procesos diagenéticos y tectónicos que crean y destruyen espacio poroso en ellos. Además se logró un vínculo entre estos procesos y su respuesta petrofísica en los registros de pozo.
3. Se integraron además datos de la geología de superficie a la exploración petrolera, de forma que los procesos tectónicos identificados en afloramientos pueden extrapolarse al subsuelo y ayudar en las interpretaciones regionales.
4. La metodología aplicada es muy efectiva ya que parte de las características puntuales de las unidades de rocas (litología, petrografía, micropaleontología) y se vinculan esquemas de correlación y análisis estructurales para estimar su continuidad en el subsuelo. Se logró un vínculo estrecho entre lo local y lo regional.



RECOMENDACIONES:

1. Que se estudie en detalle el pozo más Occidental (VDW-1000) dentro del reservorio, que se definan sus relaciones con los demás pozos productores ubicados al Este y se proyecten nuevas perforaciones en esa dirección de forma tal que se verifique la prolongación de los mantos saturados en esa dirección.
2. Que pueda ser aplicada la metodología empleada en este trabajo al estudio de otros campos dentro de la franja petrolera crudos pesados.
3. Que este trabajo sirva de base para futuras investigaciones



REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. **Andrews, L.M., L.B. Railsback.** (1997). *Controls on Stylolite Development: Morphologic, Lithologic, and Temporal Evidence from Bedding-Parallel and Transverse Stylolites from the U.S. Appalachians.* Journal of Geology, v. 105, p. 59-73.
2. **Baker Hughes Company** (2003). Borehole Imaging Services and Applications.
3. **Baker Hughes Company.** (1995). Drilling Engineering Handbook.
4. **Blanco, M.** (1997). *Ambiente de sedimentación de la Formación Constancia a partir de reportes de Palinomorfos.* (Inédito).
5. **Brönnimann P., D. Rigassi** (1963). *Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings.* Eclog. Geol. Helv., 56(1):193 - 430.
6. **Cantrell, D.L., R.M. Hagerty.** (1999). *Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia.* GeoArabia, v. 4, No. 2.
7. **Choquette, P.W., L.C. Pray.** (1970). *Geologic Nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.* Reservoirs III, Carbonates. American Association of Petroleum Geologists, 5, p. 1-45.
8. **Datalog Company.** (1997). Manual para la Interpretación y Evaluación de Hidrocarburos.
9. **Ducloz, C.** (1960). Mapa geológico de Matanzas a escala 1:20 000. ONRM, Minist. Indust. Básica, La Habana. (Inédito).
10. **Dunham, R.J.** (1962). *Classification of carbonate Rocks according to depositional texture.* Memoir of American Association of Petroleum Geologists. 1, p. 108-122.
11. **Echevarría, G.** (1999). *Conceptos Geológicos Aplicados en la Exploración de Petróleo en Cuba.* Inédito.
12. **Esteban, M.** (2002). *Dolomite Reservoirs: Dolomite Problem,* Taller de Reservorios Carbonatados: "Distribución y Evolución de la Porosidad: Modelos Diagenéticos y Casos Prácticos" p. 75-99.
13. **Esteban, M.** (2002). Taller de Reservorios Carbonatados: "Distribución y Evolución de la Porosidad: Modelos Diagenéticos y Casos Prácticos". Corrosive fluids, p. 47.
14. **Feazel, C.T. et al.** (2004). *Carbonate Reservoir Characterization and Simulation: from facies to flow units.* AAPG Bulletin; November 2004; v. 88; no. 11; p. 1467-1470.



15. **Folk, R.L.** (1959). *Practical Petrographic Classification of Limestones*. Bulletin AAPG 43, pp. 1-38.
16. **Halliburton Company.** (1999). Manual para la Interpretación de Registros de Pozo y Evaluación de Formaciones.
17. **Hatten, C.W. et al.** (1958). Geology of central Cuba, Eastern Las Villas and Western Camaguey provinces, Cuba. Cent. Nac. Fondo Geol., Minist. Indust. Bas., La Habana. (Inédito).
18. **Humboldt, A.** (1826). *Voyage aux regions équinoxiales du Nouveau Continent fait in 1799, 1800, 1801, 1802, 1803 et 1804*. Gide, Paris, 2:229-231.
19. **Kantchev I. et al.** (1978). Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000, realizado durante el período 1969-1975. Brigada Cubano-Búlgara. Inst. Geol. Paleont., Acad. Cienc. Cuba, La Habana. (Inédito).
20. **Land, L.S.** (1985). *The Origin of Massive Dolomite*. Journal of Geological Education 33, pp. 112-125.
21. **López, O.** (2003). *Estudio Facial para la Evaluación de Formaciones en el área Marbella. Varadero*. Tesis en opción al grado de MSc. Centro de Investigaciones del Petróleo – Instituto Superior Politécnico José Antonio Echevarría. Habana.
22. **López, O.** (2008). *Evolución del Conocimiento en la Exploración Petrolera en Cuba. Un ejemplo de Relación Ciencia – Tecnología – Sociedad*.
23. **López, O. et al.** (2007). *Facies analysis of Deep Reservoirs in Canasi-Puerto Escondido area*. Technical Report for Sherritt Oil&Gas. Unpublished.
24. **Lucia, F. J.** (1999). *Carbonate Reservoir Characterization*. New York, Springer Verlag, 226 p.
25. **Morrow, D.W.** (1982). *Dolomitization Models and Ancient Dolostones*. Diagenesis 2, Dolomite, Part 2, Geosciences Canada, v. 9, No. 2, p. 95-107.
26. **Mundy, R.** (1994). *Microporosity of Ronda Formation in Cupey 1X Well*. Cárdenas Bay, Cuba. Technical Report. Unpublished.
27. **Neilson, J., H. Nicholson** (1992). *Dolomitization, Environments and Controls*. Reservoir Quality Prediction, p. 6-10.
28. **OCTG, Proctor Consultant Ltd.** (2000). ABC of Hole Cleaning.
29. **Palmer, R.H.** (1945). *Outline of the Geology of Cuba*. Jour. Geol., Chicago, U.S.A., 53(1):1-34.
30. **Pittman, E.D.** (1971). *Microporosity in carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, v. 55, p. 1873-1881.



31. **Railsback, L.B.** (1993). *Lithologic Controls on Morphology of Pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic Carbonate Rocks from the Mideastern United States*. Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, p. 513-522.
32. **Schlumberger Company**, (1998). Rock Mechanics Course. Fundamentals of Rock Mechanics. p 6-27.
33. **Schlumberger Company**, (2002). Estabilidad de Hoyos en Pozos Horizontales y Altamente desviados.
34. **Scholle, P.A.** (1977). *Chalks Diagenesis and its Relation to Petroleum Exploration: Oil from Chalks, a Modern Miracle ?*. Reservoirs III, Carbonates. Memoir of American Association of Petroleum Geologists, v. 61, No. 7, p. 982-1009.
35. **Scholle, P.A., R.B. Halley.** (1985). *Burial Diagenesis: Out of sight, out of mind !*. Reservoirs III, Carbonates. Memoir of American Association of Petroleum Geologists, No. 36, 303-328.
36. **Simpson, J.** (1985). *Stylolite-controlled Layering in a Homogeneous Limestone: Pseudo-bedding Produced by Burial Diagenesis*. Sedimentology 32, 495-505.
37. **Truitt P., G. Pardo** (1953). *Reconnaissance of Santa Clara, Cuba, Calabazar-Camajuaní-Placetas, area*. Oficina Nac.Rec. Min. Minist. Indust. Bas., La Habana. (Inédito).