

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO 3D DE VELOCIDADES INTERVÁLICAS DE ONDA COMPRESIONAL UTILIZANDO REGISTROS DE POZOS, DEL CAMPO CARITO, EDO. MONAGAS, VENEZUELA

Tutor Académico: Ing. José Cavada

Tutor Industrial: Ing. Manuel Bolívar

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Mario Díaz

Puerto La Cruz, octubre 2006

DEDICATORIA

*A mis Padres por ser los principales
responsables de que ingresara a la Universidad
y por toda la ayuda y consejos que me brindaron
a lo largo de mi estadía en Ella.*

*A mis hermanas por ser el ejemplo de superación
y progreso durante mis años de estudio.*

A Nathaniel...

AGRADECIMIENTOS

Agradezco enormemente a la Universidad Central de Venezuela, por permitirme ser parte de su familia durante estos años.

A la Facultad de Ingeniería – Escuela de Geología, Minas y Geofísica, por darme la oportunidad de estudiar en sus instalaciones y formarme como un profesional.

A PDVSA S.A. por darme la oportunidad de realizar este trabajo especial de grado en una de las más grandes y prestigiosas industrias del ramo petrolero a nivel mundial.

Al Ingeniero Manuel Bolívar por su invaluable ayuda y asesoramiento a lo largo de todo este trabajo. Al Señor Robert Porjesz por su desinteresada asesoría en el manejo y aplicaciones de geostatística en GOCAD. A los Señores Raúl Martínez y Jean-Marc Guerin de Paradigm por su asesoramiento de las herramientas básicas de GOCAD. Y a todos los integrantes de Estudios Integrados Dtto. Norte por sus asesoramientos durante todo este tiempo en el que realicé este proyecto.

Al Profesor José Cavada por todas las revisiones y correcciones hechas a este trabajo.

A Jenny De Mendonca, la mujer de mi vida, por apoyarme y estar pendiente de mí a lo largo de todo este trabajo

A mis amigos Douglas Betancourt, Juan Rodrigues, Rafael Abreu, Rhannier Navarro, Daniel Romero, Luis Cara y todos los demás compañeros que conocí y me acompañaron en la Universidad a lo largo de la Carrera. A mis amigos Jean Mirabal, Oscar Pazo y Fauré Torrealba.

Díaz T. Mario E.

**MODELADO 3D DE VELOCIDADES INTERVÁLICAS DE ONDA
COMPRESIONAL UTILIZANDO REGISTROS DE POZOS, DEL
CAMPO CARITO, EDO. MONAGAS, VENEZUELA**

Tutor Académico: José Cavada

Tutor Industrial: Manuel Bolívar.

Tesis de Ingeniería Geofísica, Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.

Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2006, n° de Pág. 114

Palabras Clave:

Disparo de Verificación Sísmica, Registro Sónico, Velocidad Interválica,
Modelo de Velocidades.

RESUMEN

La Cuenca Oriental de Venezuela, es una de las provincias geológicas más complejas, y además es una de las principales zonas de explotación de crudo. Debido a esta complejidad geológica y a la poca calidad de la imagen sísmica, la interpretación sísmica de la zona se ha dificultado, y los modelos estructurales existentes no han honrado totalmente la geología de la zona. Por esto el objetivo de este trabajo es realizar un modelo de velocidades interválicas del Campo Carito, para contribuir con el incremento de la calidad de la imagen sísmica. Se presenta una metodología que parte con los registros sísmicos y “check shots” existentes en el área, definiendo e identificando las tendencias de las velocidades por estrato geológico en cada pozo, obteniendo así ecuaciones de velocidad en función de la profundidad para cada capa definida las cuales son: Somero, Carapita y Yacimiento. Cabe resaltar que un buen modelo de velocidades interválicas contribuirá con la generación de buenas imágenes sísmicas, esenciales para la interpretación sísmica y la generación de modelos estructurales.

ÍNDICE GENERAL

| | Página |
|--|--------|
| DEDICATORIA..... | ii |
| AGRADECIMIENTOS | iii |
| RESUMEN..... | iv |
| ÍNDICE GENERAL..... | v |
| ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS | viii |
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| CAPÍTULO 1 | 2 |
| 1. 1 Planteamiento del problema | 2 |
| 1. 2 Ubicación del área de estudio..... | 4 |
| 1. 3 Objetivos | 5 |
| 1. 3. 1 Objetivo general | 5 |
| 1. 3. 2 Objetivos específicos..... | 5 |
| 1. 4 Justificación..... | 6 |
| CAPÍTULO 2 | 7 |
| Marco geológico..... | 7 |
| Geología regional | 7 |
| 2. 1 Cuenca Oriental de Venezuela | 7 |
| 2. 2 Historia geológica de la Cuenca Oriental de Venezuela | 8 |
| 2. 2. 1 Paleozoico | 9 |
| 2. 2. 2 Orogénesis Herciniana | 9 |
| 2. 2. 3 Triásico – Jurásico..... | 9 |
| 2. 2. 4 Barremiense – Aptiense – Albiense | 9 |
| 2. 2. 5 Cenomaniense – Coniaciense..... | 9 |
| 2. 2. 6 Santoniense – Maestrichtiense | 10 |
| 2. 2. 7 Orogénesis del final del Cretácico | 10 |
| 2. 2. 8 Paleoceno – Eoceno Medio | 10 |
| 2. 2. 9 Eoceno Superior – Oligoceno | 10 |

| | |
|---|----|
| 2. 2. 10 Mioceno..... | 11 |
| 2. 2. 11 Mioceno Superior – Plioceno | 12 |
| 2. 2. 12 Plioceno..... | 13 |
| 2. 2. 13 Reciente..... | 13 |
| Geología local | 16 |
| 2.3 Subcuenca de Maturín..... | 16 |
| 2.4 Campo Carito | 16 |
| 2. 4. 1 Geología estructural | 16 |
| 2. 4. 2 Mecanismo estratigráfico | 17 |
| CAPÍTULO 3 | 21 |
| Marco teórico | 21 |
| 3. 1 Métodos sísmicos | 21 |
| 3. 1. 1 Velocidades sísmicas..... | 23 |
| (a) Velocidad interválica (v_{int})..... | 23 |
| (b) Velocidad promedio (V)..... | 23 |
| 3. 2 Fundamentos de trayectoria de rayos. Ley de Snell..... | 24 |
| 3. 3 Fenómeno de reflexión..... | 26 |
| 3. 4 Coeficientes de reflexión y transmisión..... | 27 |
| 3. 5 Migración sísmica | 28 |
| 3.5.1 Migración en profundidad..... | 28 |
| 3.6 Modelo de velocidades..... | 28 |
| 3.7 La herramienta sónica | 30 |
| 3. 8 La herramienta sónica compensada..... | 32 |
| 3. 9 Disparos de verificación sísmica..... | 35 |
| CAPÍTULO 4 | 40 |
| Marco Metodológico | 40 |
| 4. 1 Revisión bibliográfica | 40 |
| 4. 2 Recopilación de datos de “check shot” y de registro sísmico..... | 41 |
| 4. 2. 1 Disparo de verificación sísmica | 42 |
| 4. 2. 2 Registros sísmicos..... | 44 |

| | |
|---|-----|
| 4.3 Control de calidad | 46 |
| 4.4 Identificación de las tendencias verticales | 55 |
| 4.5 Modelo de velocidades..... | 56 |
| 4.5.1 Carga de datos | 56 |
| 4.5.2 Definición de la malla 3D o “VOXET” | 58 |
| 4.5.3 Superficies del área de estudio..... | 59 |
| 4.5.4 Propagación de datos..... | 59 |
| CAPÍTULO 5 | 61 |
| Resultados y análisis de resultados | 61 |
| 5.1 Capa Somera | 65 |
| 5.2 Capa intermedia..... | 72 |
| 5.3 Capa profunda | 81 |
| 5.4 Modelo de velocidades interválicas..... | 85 |
| CONCLUSIONES | 104 |
| RECOMENDACIONES | 106 |
| BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS..... | 107 |
| REFERENCIAS ELECTRÓNICAS | 110 |
| APÉNDICES..... | 111 |
| APÉNDICE A | 111 |
| APÉNDICE B | 112 |
| APÉNDICE C | 114 |

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

| | Página |
|--|--------|
| Figura 1 Ubicación del Campo Carito | 4 |
| Figura 2. Cuenca oriental de Venezuela | 7 |
| Figura 3. Corte geológico..... | 8 |
| Figura 4. Columna estratigráfica de la cuenca oriental de Venezuela | 15 |
| Figura 6. El despegue interior de la formación de Querecual..... | 19 |
| Figura 7. Columna litoestratigráfica de la Cuenca Oriental..... | 20 |
| Figura 8. La relación entre la trayectoria de rayos y los frentes de ondas | 25 |
| Figura 9. Modelo 1D del subsuelo para una simulación en 1D | 27 |
| Figura 10. Trayectoria de rayo en dos medios de diferente velocidad y densidad | 27 |
| Figura 11. Modelo del subsuelo para una simulación en 1D | 27 |
| Figura 12. Herramienta sónica | 30 |
| Figura 13. Diagrama de viaje de las ondas. | 31 |
| Figura 14. Problemas con las herramientas de un solo transmisor. | 32 |
| Figura 15. Herramienta sónica compensada | 33 |
| Figura 16. Secuencia de las mediciones del sónico compensado | 34 |
| Figura 17. Esquema de un disparo de verificación sísmica | 36 |
| Figura 18. Operación sísmica de pozo para tierra..... | 38 |
| Figura 19. Operación sísmica de pozo para mar | 39 |
| Figura 20. Distribución de los pozos en el área de estudio..... | 41 |
| Figura 21. Pozos con “check shot” en el área de estudio..... | 42 |
| Figura 22. Pozos con registro sónico en el área de estudio..... | 45 |
| Figura 23. Punto anómalo en “check shot” del pozo MUC-11 | 47 |
| Figura 24. Registro sónico del pozo MUC-14. | 48 |
| Figura 25. Curva de velocidad del pozo MUC-14. | 50 |
| Figura 26. Aplicación de la mediana a un pozo del área de estudio. | 51 |
| Figura 27. Disminución de la dispersión en la curva de velocidad..... | 52 |
| Figura 28. Registro sónico y “check shot” del pozo MUC-14..... | 53 |

| | |
|--|----|
| Figura 29. Registro sónico y “check shot” del pozo MUC-16..... | 54 |
| Figura 31. “VOXET” de trabajo visto desde el ambiente de “GOCAD” | 58 |
| Figura 32. Pozo CRC-09 con marcadores definidos..... | 62 |
| Figura 33. Histograma de la superficie hasta el tope de Carapita..... | 63 |
| Figura 34. Histograma de velocidades tope de Carapita – tope de Yacimiento | 63 |
| Figura 35. Histograma de velocidades desde tope de Yacimiento | 64 |
| Figura 36. “Check shot” del pozo MUC-14..... | 65 |
| Figura 37. Regresión lineal de la capa somera..... | 66 |
| Figura 38. Ajuste final de datos de “check shot” en la capa Somera..... | 67 |
| Figura 39. Tendencia lineal del registro sónico en la capa somera..... | 68 |
| Figura 40. Ajuste lineal de serie 1..... | 69 |
| Figura 41. Ajuste lineal de serie 2..... | 70 |
| Figura 42. Ajuste lineal de serie 3..... | 70 |
| Figura 43. Ajuste final de los registros sínicos en capa Somera..... | 71 |
| Figura 44. “Check shot” del pozo MUC-22..... | 72 |
| Figura 45. Ajuste final de “check shots” de la capa Carapita..... | 73 |
| Figura 46. Tendencia de Carapita en el pozo MUC-13 | 74 |
| Figura 47. Sección del pozo MUC-02..... | 75 |
| Figura 48. Sección del pozo CRC-16..... | 76 |
| Figura 49. Ajuste lineal de la tendencia de Carapita..... | 77 |
| Figura 50. Serie 1 de las tendencias observadas en la capa Carapita..... | 79 |
| Figura 51. Regresión lineal final para la capa Carapita. | 80 |
| Figura 52. Velocidades de la capa Yacimiento..... | 81 |
| Figura 53. “Check shot” del pozo MUC-16..... | 82 |
| Figura 54. Ajuste lineal final sobre los “check shots” del área de estudio | 83 |
| Figura 55. Curvas de los registros sínicos en la capa Somera. | 84 |
| Figura 56. Pozos distribuidos espacialmente en ambiente de “GOCAD” | 85 |
| Figura 57. Pozos del área de estudio con los marcadores definidos | 86 |
| Figura 58. “VOXET” visto en planta..... | 87 |
| Figura 59. Superficies Carapita y Naricual Superior | 89 |

| | |
|--|-----|
| Figura 60. Regiones definidas en el “VOXET”..... | 90 |
| Figura 61. Modelo inicial de velocidades interválicas (vista superior) | 91 |
| Figura 62. Modelo inicial de velocidades interválicas..... | 92 |
| Figura 63. Modelo de velocidades interválicas final (vista superior)..... | 94 |
| Figura 64. Modelo de velocidades interválicas final. | 95 |
| Figura 65. Corte transversal del modelo de velocidades..... | 96 |
| Figura 66. Sísmica en profundidad de Carapita y Yacimiento. | 96 |
| Figura 67. Modelo de chimenea de gas en campo Carito | 97 |
| Figura 68. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Somera..... | 98 |
| Figura 69. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Carapita. | 99 |
| Figura 70. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Yacimiento. | 100 |
| Figura 71. Histograma de velocidades en el modelo de la región Somera. | 101 |
| Figura 72. Histograma de velocidades en el modelo región Carapita..... | 102 |
| Figura 73. Histograma de velocidades en el modelo región Yacimiento. | 102 |
| Figura 74. Líneas sísmicas interpretadas para Carapita..... | 112 |
| Figura 75. Horizonte sísmico interpretado de Naricual Superior. | 113 |
| Figura 76. Modelo de velocidades previo solo utilizando “check shot”..... | 114 |

Índice de tablas

| | Página |
|---|--------|
| Tabla 1. “Check shot” del pozo MUC-44..... | 43 |
| Tabla 2. Pozos empleados en Serie1 | 67 |
| Tabla 3. Pozos con tendencia en Somera..... | 69 |
| Tabla 4. Pozos con tendencia en Carapita..... | 78 |
| Tabla 5. Dimensiones del “VOXET”..... | 87 |
| Tabla 6. Ecuaciones utilizadas en la capa Carapita..... | 109 |

INTRODUCCIÓN

La Geofísica se basa en el estudio de la tierra mediante técnicas “indirectas”, es decir, mediante prospecciones en superficie para obtener respuestas a la incertidumbre bajo la superficie. Por otra parte el petróleo es el principal recurso natural de mayor importancia en el ámbito mundial. La exploración, búsqueda, hallazgo y explotación de los yacimientos de petróleo se ha convertido en nuestros días, en una actividad muy importante para el progreso de muchas empresas y para la vida de la humanidad.

Las industrias que se encargan del negocio petrolero buscan innovar y desarrollar nuevas tecnologías para optimizar y facilitar la exploración y explotación del crudo. La geofísica es una de las herramientas usadas por las industrias petroleras para la exploración del subsuelo, con la finalidad de encontrar zonas de interés que puedan ser nuevos campos y yacimientos petroleros. Los métodos sísmicos son una de las prospecciones más utilizadas por la geofísica en la industria petrolera, y el éxito final de esta actividad, reside en que los tres procedimientos fundamentales (adquisición, procesamiento e interpretación) se realicen de manera eficaz y óptima para poder garantizar el resultado final, que es ayudar en el hallazgo de nuevos yacimientos petroleros, gasíferos o del recurso de interés.

La interpretación sísmica tiene como finalidad darle un significado geológico a toda la información adquirida y procesada, para así definir un marco estructural y marco estratigráfico de posibles trampas de hidrocarburos en el área, ubicando la profundidad de los horizontes de interés, a partir de las secciones sísmicas. La integración de información sísmica, geológica, de yacimientos y petrofísica, tiene como objetivo principal analizar y establecer un modelo geológico estructural, estratigráfico, petrofísico del subsuelo, y esto se logra mediante la correlación de las secciones sísmicas junto a la información geológica disponible.

El buen manejo y procesamiento de las velocidades, es una de las bases para que la interpretación sísmica se realice de la mejor manera posible.

CAPÍTULO 1

1. 1 Planteamiento del problema

El campo Carito, al norte del Estado Monagas pertenece a una de las provincias geológicas más complejas de Venezuela, y éste, junto con los otros campos del norte de Monagas, contribuyen con un 30% aproximadamente de la producción petrolera de Venezuela. Debido a la complejidad Geológica de la zona, existen algunas incertidumbres de los modelos que se tienen, una de ellos asociada al modelo estructural, en buena medida, producto de la interpretación sísmica y por carencia de una buena imagen sísmica que condicionan la caracterización.

Por otra parte, en la actualidad, los estudios geofísicos son una de las actividades más importantes en el campo de la caracterización de campos en desarrollo. La optimización de planes de explotación, el avance tecnológico, y el desarrollo de procesadores de computación poderosos, han desarrollado la posibilidad de generar técnicas, procedimientos, algoritmos y “softwares” innovadores que ayuden al procesamiento e interpretación de los datos geofísicos, como la sísmica de superficie.

Desde el descubrimiento del campo Carito, éste ha sido explotado, inicialmente, basado en datos de pozos y sísmica 2D y más recientemente con sísmica 3D, los cuales han ido mejorando la visualización de las estructuras. Sin embargo existen áreas que todavía presenta alta incertidumbre asociada a la calidad regular de la imagen sísmica; debido a esto se quiere mejorar (honrar datos existentes y aumentar el poder de predicción) los modelos geológicos, estructural en nuestro caso. Como la generación del modelo estructural se fundamenta, en gran proporción, en la interpretación sísmica, y la información sísmica se puede mejorar, según prueba piloto de procesamiento hecha por PDVSA (Benkovics et al, 2003), con la aplicación de técnicas de procesamiento sísmico recomendadas para zonas estructuralmente complejas, como las migraciones antes de apilar en tiempo y en profundidad; es de mucha importancia que se optimicen los procesos para mejorar la información sísmica, esto lleva a optimizar el proceso de migración.

El éxito de la aplicación de migraciones antes de apilar reposa, entre otras cosas, en el tratamiento de las velocidades, y de aquí nace el objetivo de este trabajo, contribuir a un buen manejo de las velocidades, a través de la generación de un modelo tridimensional de velocidades obtenidas de los registros de pozos.

Por este motivo resulta de gran importancia realizar un estudio de esta zona, y específicamente un realizar un modelo de velocidades interválicas de onda compresional (onda P) en 3D, partiendo de datos de pozos, para esta zona del campo Carito que presenta la incertidumbre geológica.

1. 2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la tendencia estructural de El Furrial, cubriendo un área de 284 km², teniendo como vecino a los campos El Furrial al este y Santa Bárbara al oeste (figura 1). Esta área está caracterizada por los pozos con la nomenclatura MUC, MRC, CRC y SBC. Estos últimos están localizados en el límite oeste - suroeste del área de estudio. El área Carito esta localizada en el cinturón del plegamiento de la Cordillera Oriental, el cual fue formado por la colisión de la placa del Caribe con la placa Suramericana en el Mioceno Medio a Tardío

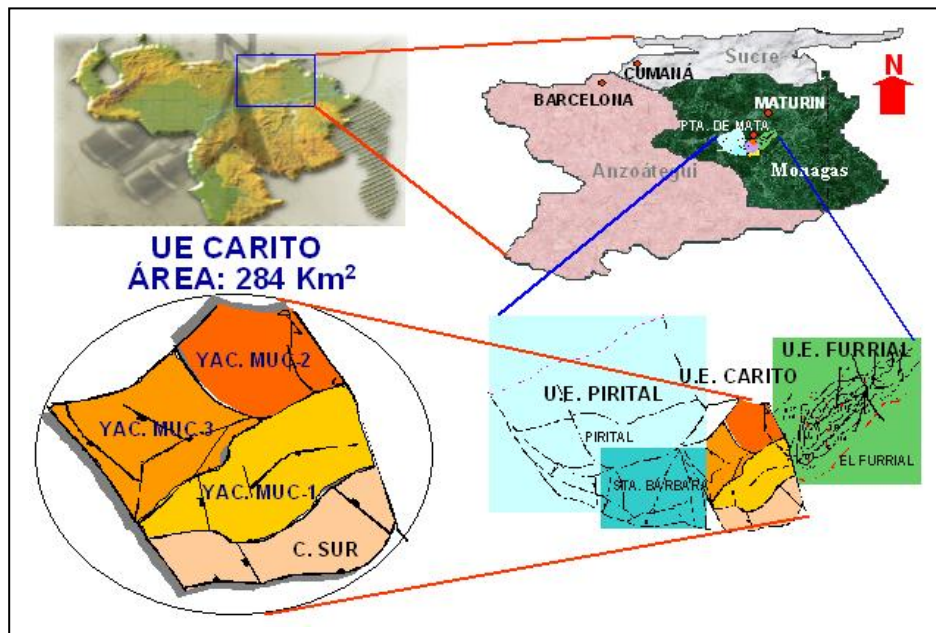


Figura 1 Ubicación del Campo Carito. Tomado de Bolívar y Maestraci (2004)

1. 3 Objetivos

1. 3. 1 Objetivo general

Obtener un modelo 3D de velocidades interválticas de onda compresional, a partir de los datos de pozo, sísmico y “check shot”, para el campo Carito, Edo. Monagas.

1. 3. 2 Objetivos específicos

1. Realizar un control de calidad en los datos de pozo (sísmico y “check shot”) existentes en el área de estudio.
2. Identificar las tendencias verticales de los registros de pozo sísmico y “check shot”.
3. Construir un marco estructural de capas, horizontes, topes de formación y fallas.
4. Realizar la propagación de las velocidades lateralmente de las capas entre los pozos existentes en el área.

1. 4 Justificación

El proyecto a realizar es de gran interés y de mucha importancia en el campo de la Geofísica para la industria, dado que puede resultar un aporte teórico y práctico de mucha relevancia, en el aspecto de la interpretación sísmica y en la creación de modelos geológicos confiables. Actualmente, la interpretación sísmica estructural en la zona este de Monagas, principalmente en el campo Carito, no es totalmente confiable, debido a que la imagen sísmica de esta zona es de baja calidad.

Con los registros de pozos existentes en el área, es de mucha utilidad, para estudios posteriores, la creación de un modelo estructural y geológico, que honre las variaciones laterales encontradas en el subsuelo por estos registros de velocidades, en particular, sónico y “check shot”.

Este proyecto promete un aporte importante para la industria petrolera, específicamente en la conformación de una base de información que será de utilidad para otros proyectos y la continuación de otros proyectos en el área.

Finalmente, el proyecto aportará conocimiento relevante acerca del uso de herramientas con nuevas tecnologías de integración a las disciplinas de las geociencias que permitirán la evaluación de riesgo petrolero, evaluación de yacimientos e información que servirá para formular planes de prevención orientados a las perforaciones futuras.

CAPÍTULO 2

Marco geológico

Geología regional

2. 1 Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela (figura 2), es una depresión estructural ubicada en la región centro – este del país encontrándose limitada al norte por la Cordillera de la Costa, al sur por el Río Orinoco, al este por la Plataforma Deltana y al oeste por el arco de El Baúl. La Cuenca Oriental de acuerdo con sus características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas, se subdivide operacionalmente en dos subcuencas: la subcuenca de Guárico y la subcuenca de Maturín (González de Juana et al, 1980)

El área de la Cuenca Oriental de Venezuela es aproximadamente 165.000 km², esta depresión posee 800 km de longitud en sentido este – oeste y un ancho promedio de 200 km en dirección norte – sur. Ocupa los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y parte de Sucre prolongándose hasta la Plataforma Deltana. Es una cuenca antepaís que se desarrolló en el Neógeno sobre un margen pasivo Mesozoico.

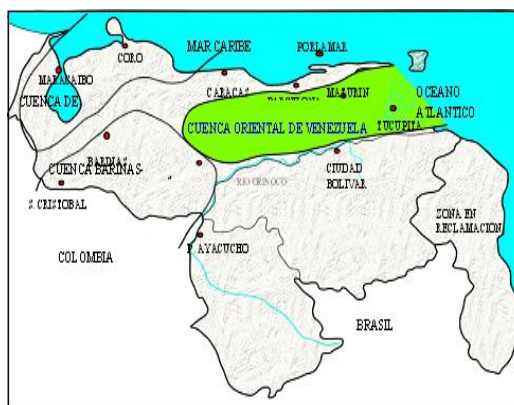


Figura 2. Cuenca oriental de Venezuela (modificado de Schlumberger, 1997)

Estas dimensiones ubican a esta cuenca como la primera en extensión superficial de Venezuela, además, es la segunda en orden de importancia y magnitud en América del Sur en cuanto a reservas petrolíferas se refiere.

La cuenca es asimétrica con el flanco sur buzando suavemente hacia el norte. El flanco norte ha sufrido mayores efectos de tectonismo y tiene mayores buzamientos que se hallan conectados a una zona plegada y fallada (figura 3).

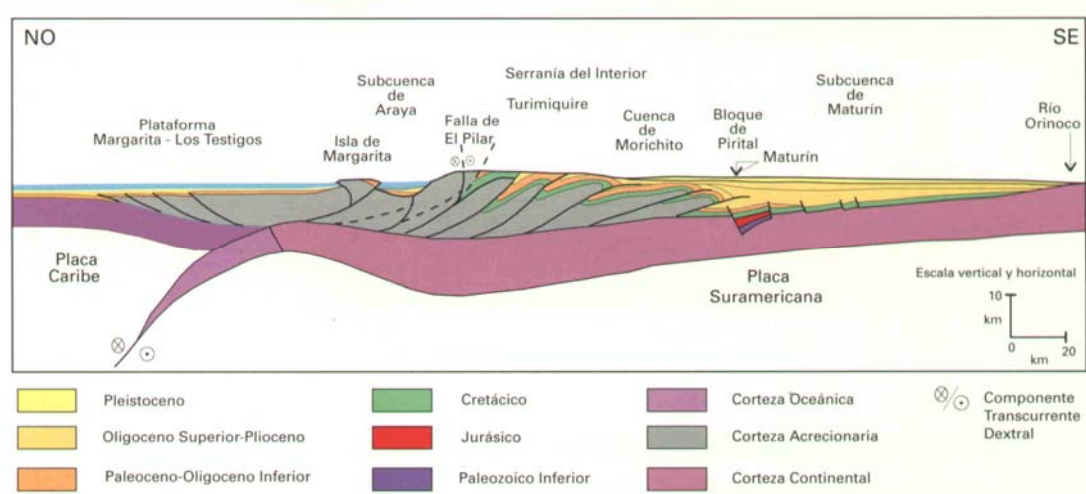


Figura 3. Corte geológico conceptual noreste - sureste desde la plataforma Margarita – Los Testigos hasta el Río Orinoco, (tomada de Parnaud et al, 1991)

2. 2 Historia geológica de la Cuenca Oriental de Venezuela

La evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela estuvo determinada desde un principio por la relativa estabilidad del Cratón de Guayana, a partir del Paleozoico Inferior, así las transgresiones y regresiones que se registraron corresponden a hundimientos y levantamientos de este borde. En un largo periodo de 350 millones de años se reconocen tres grandes ciclos sedimentarios. Tales ciclos se desarrollaron entre períodos principales de orogénesis y después de largos períodos de erosión, cuando las aguas transgredieron sobre tierras previamente periplanadas (González de Juana et al, 1980). A continuación se presenta un resumen de los eventos sedimentarios y tectónicos más resaltantes durante la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela.

2. 2. 1 Paleozoico

Se produce la sedimentación de las formaciones Carrizal y Hato Viejo en una depresión pericratónica situada en el borde septentrional del Cratón de Guayana. Ambiente posiblemente de planicies costeras y deltáicos conexos.

2. 2. 2 Orogénesis Herciniana o Evento Tecto–Termal Permo–Triásico

Se origina el levantamiento vertical del borde cratónico y la retirada general de los mares hacia el norte. Se desarrolla un largo período de erosión. No se tiene conocimiento de la actividad tectónica compresiva en la Cuenca

2. 2. 3 Triásico – Jurásico

Hay actividad volcánica en el Macizo El Baúl y continúa el período de erosión.

2. 2. 4 Barremiense – Aptiense – Albiense

Se inicia la transgresión cretácica, desarrollándose ambientes marinos hacia el norte y más continentales hacia el sur. Se depositan calizas y areniscas en el flanco norte de la serranía actual (Formación Barranquín). La sedimentación primitiva fue seguida por calizas espesas y lutitas en el flanco norte (Formaciones Borracha y Chimana), e intercalaciones de calizas, areniscas y lutitas en el flanco sur (Formación El Cantil). Hacia el sur la sedimentación es predominantemente continental (Formación Canoa).

2. 2. 5 Cenomaniense – Coniaciense

Se produce la máxima cobertura marina y el desarrollo de ambientes euxínicos en el norte (Formación Querecual). Hacia el sur se prolongan los ambientes marino-costeros, gradualmente más continentales hacia el extremo sur. Más al norte y noroeste se deposita la formación Tigre con sus miembros Guavinita, Calizas de Infante y La Cruz. Ha producido cantidades menores de petróleo en el área de Las Mercedes (Guárico).

2. 2. 6 Santoniense – Maestrichtiense

Se sedimentan las lutitas marinas, algunas arenas finas e intervalos de fñanitas silíceas al norte (Formación San Antonio). En la región sureste comienza la regresión marcada por las areniscas masivas de la Formación San Juan, que probaron petróleo en el campo Orocuai y produjo pequeñas cantidades en Quiriquire, La Ceiba y Santa Rosa (área Anaco).

2. 2. 7 Orogénesis del final del Cretácico

Se produce el levantamiento de arcos de islas de cordilleras.

2. 2. 8 Paleoceno – Eoceno Medio

Los levantamientos mencionados anteriormente originaron una extensa cuenca donde se depositaron sedimentos del Ciclo Terciario Inferior (Grupo Santa Anita, Formaciones Vidoño y Caratas, Edo. Sucre)

2. 2. 9 Eoceno Superior – Oligoceno

La transgresión marina del Terciario invadió el oriente de Venezuela y dejó como evidencia una secuencia sedimentaria espesa, que descansa discordantemente sobre sedimentos del Cretácico y que está representada por las areniscas de aguas someras de las Formación La Pascua, las lutitas de aguas marinas someras y tranquilas de la Formación Roblecito en la parte oeste de la cuenca (Edo. Guárico), y al este por las Formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual reunidos en la Formación Merecure, por debajo de la cual desaparece por acuíñamiento la Formación Roblecito. Más al este se produce la sedimentación profunda de mar abierto de la Formación Carapita. Las Formaciones La Pascua y Merecure son productoras de petróleo en el flanco sur de la Cuenca.

Concordantemente sobre secuencia se depositaron en la parte oeste de la Cuenca, la Formación Chaguaramas integrada por intercalaciones de arenas, lutitas y lignitos de ambientes marinos poco profundos. En la parte oriental se depositaron los

sedimentos fluvio–deltáicos y de plataforma de las Formaciones Merecure y Oficina integrados por intercalaciones de areniscas, lutitas y lignitos.

Durante la sedimentación de las formaciones La Pascua y Roblecito, la Cuenca Oriental de Venezuela estaba inclinada hacia el noroeste en el área de Guárico, con un depocentro también situado hacia el noroeste.

En contraste, la configuración actual del área de Guárico muestra a las Formaciones La Pascua y Roblecito con buzamiento hacia el este, mientras que en el oeste de la Formación Roblecito está expuesta a la erosión.

Después de la deposición de las arenas basales de Oficina (Arena U2) y antes de la deposición de la arena intermedia (Arena G) de la misma, hubo un fallamiento a gran escala que hundió la parte norte del Estado Anzoátegui, como lo evidencia la marcada diferencia de espesores del intervalo U2–G al norte y al sur de Santa Rosa, San Joaquín y Santa Ana.

En la época comprendida entre la deposición de la arena G y la base de la Formación Freites parece iniciarse el nacimiento de la estructura de corrimiento de Anaco y la incipiente subdivisión de la Cuenca en las Sub-cuencas de Guárico y Anzoátegui-Monagas. Durante esta misma época se observan concordancia entre Guárico y el área norte de Anzoátegui, que implica una relación genética estrecha entre ambas áreas. Sin embargo, para el Área Mayor de Oficina se plantea una historia diferente, pues hay evidencias de una migración del buzamiento regional hacia el este (González de Juana et al, 1980).

La Formación Oficina alcanza espesores máximos de 7500 pies en Guárico Occidental y presenta una disminución constante hacia el este en el Edo. Anzoátegui. Las Formaciones Chaguaramas, Merecure y Oficina son las principales productoras de petróleo en la Cuenca Oriental.

2. 2. 10 Mioceno

Se producen cambios fundamentales en la forma de la cuenca y en la distribución de los sedimentos. En la parte norte Guárico la sedimentación se hace predominantemente continental. El aparato deltaico de Oficina se extiende

considerablemente hacia el sur y sureste hasta una línea cercana al curso actual del río Orinoco. Hacia el este la profundización de ambientes continúa determinando la sedimentación de Carapita. Durante este período el tectonismo adquiere especial importancia y se manifiesta con mayor intensidad en el flanco norte de la Cuenca (González de Juana et al, 1980).

El levantamiento de la Serranía del Interior estuvo caracterizado por una serie de movimientos espasmódicos. El reflejo de esta tectónica compresiva en el flanco norte de la Cuenca está constituido por grandes corrimientos como el de Pirital y Guárico.

En contraste con la provincia compresional del norte, el flanco meridional refleja efectos tensionales indicados por fallas normales con desplazamientos unas veces hacia el Cratón y otras hacia la cuenca. La única excepción conocida es el corrimiento de Anaco, que cruza de uno a otro flanco de la Cuenca y al parecer está genéticamente relacionado con otros corrimientos del flanco norte.

La parte nororiental de la cuenca continúa levantándose y la misma se inclina hacia el este. En el flanco sur se sedimenta la Formación Freites de ambiente marino somero; en el borde norte los mares transgreden ligeramente sobre la superficie erosionada de Carapita, depositándose la sedimentación marina marginal de La Pica. Cerca de la línea septentrional se sedimenta una secuencia arenosa excelente productora de petróleo en el área de Santa Bárbara, Mulata, Jusepín, etc.

Sobre la zona de bisagra del flanco sur se acentúa el fallamiento tensional.

2. 2. 11 Mioceno Superior – Plioceno

Mientras que los ambientes marinos continuaron retrocediendo hacia el este, extensos ambientes fluvio–deltáicos se establecieron sobre gran parte de la cuenca; en ellos se sedimentó la Formación Las Piedras.

Hacia el oeste, en el Estado Anzoátegui y en el sur, en el subsuelo de los campos del área de Oficina y Temblador esta sedimentación recubre la sedimentación, valga la redundancia, marina somera de la Formación Freites. Hacia el noreste se encuentra por encima de la Formación la Pica, sobrepasando la línea de

playa de esta Formación y avanzando hasta el piedemonte de las montañas actuales, en forma discordante sobre la sedimentación del Ciclo Terciario Superior e Inferior. El equivalente lateral de la Formación Las Piedras es la sedimentación marginal conglomerática de Quiriquire, productora de petróleo en el campo del mismo nombre.

2. 2. 12 Plioceno

En gran parte de la Cuenca Oriental se establecieron ambientes fluvio-deltáicos y neríticos costeros, consecuencia del continuo retroceso del mar hacia el este. En estos ambientes se sedimenta la Formación Las Piedras, caracterizada por arcillas, limolitas, lignitos, arenas y en algunas partes conglomerados.

Las capas de Las Piedras son transgresivas sobre las formaciones infrayacentes a La Pica y Freites, en los bordes norte y sur de su área de sedimentación, mientras que en el borde occidental es regresiva con relación a Freites, lo que constituye un indicio de avance del antiguo delta hacia el este.

La culminación del proceso sedimentario de la Cuenca Oriental está representada por la Formación Mesa, de ambiente continental. Se extiende sobre los llanos orientales de Guárico, Anzoátegui y Monagas. Esta formación es considerada de edad pleistocena debido a su posición discordante sobre la Formación Las Piedras del Plioceno.

2. 2. 13 Reciente

El reciente se caracteriza en la Cuenca Oriental por una topografía de extensas mesas y planicies correspondientes a la Formación Mesa. La superficie, en proceso de erosión, está generalmente recubierta por grava ferruginosa endurecida, de aspecto masivo y poco espesor, considerada como un paleosuelo del Pleistoceno Superior.

Hacia Guárico y parte de Anzoátegui las formaciones Chaguaramas y Roblecito, constituyen una zona positiva, remanente de una superficie erosional. En el área central de Anzoátegui, las Formaciones Oficina y Freites afloran en las crestas erosionadas de los domos de Santa Ana, San Joaquín, y Guárico.

La Formación Mesa disminuye de altitud hacia el Territorio Federal Delta Amacuro, pasando gradualmente de sabana de caños de marea y de éstos a una planicie fluvial fragmentada y cenagosa. La parte baja del delta del Orinoco es una planicie extensamente inundada que pasa a planicies fangosas hasta llegar a la costa Atlántica.

Los sedimentos del delta del Orinoco son principalmente arenas de grano fino, arcillas arenosas, arcillas limosas y carbonosas y depósitos lodosos.

En la actualidad el delta del Orinoco avanza hacia el noreste, a pesar de las fuertes corrientes costeras que tienden a frenar su desplazamiento hacia el mar, mediante la dispersión de sus sedimentos a lo largo de la costa.

Finalmente luego de todos estos eventos geológicos a lo largo de los años, la columna estratigráfica de la cuenca oriental de Venezuela se puede representar como se puede ver en la figura 4.

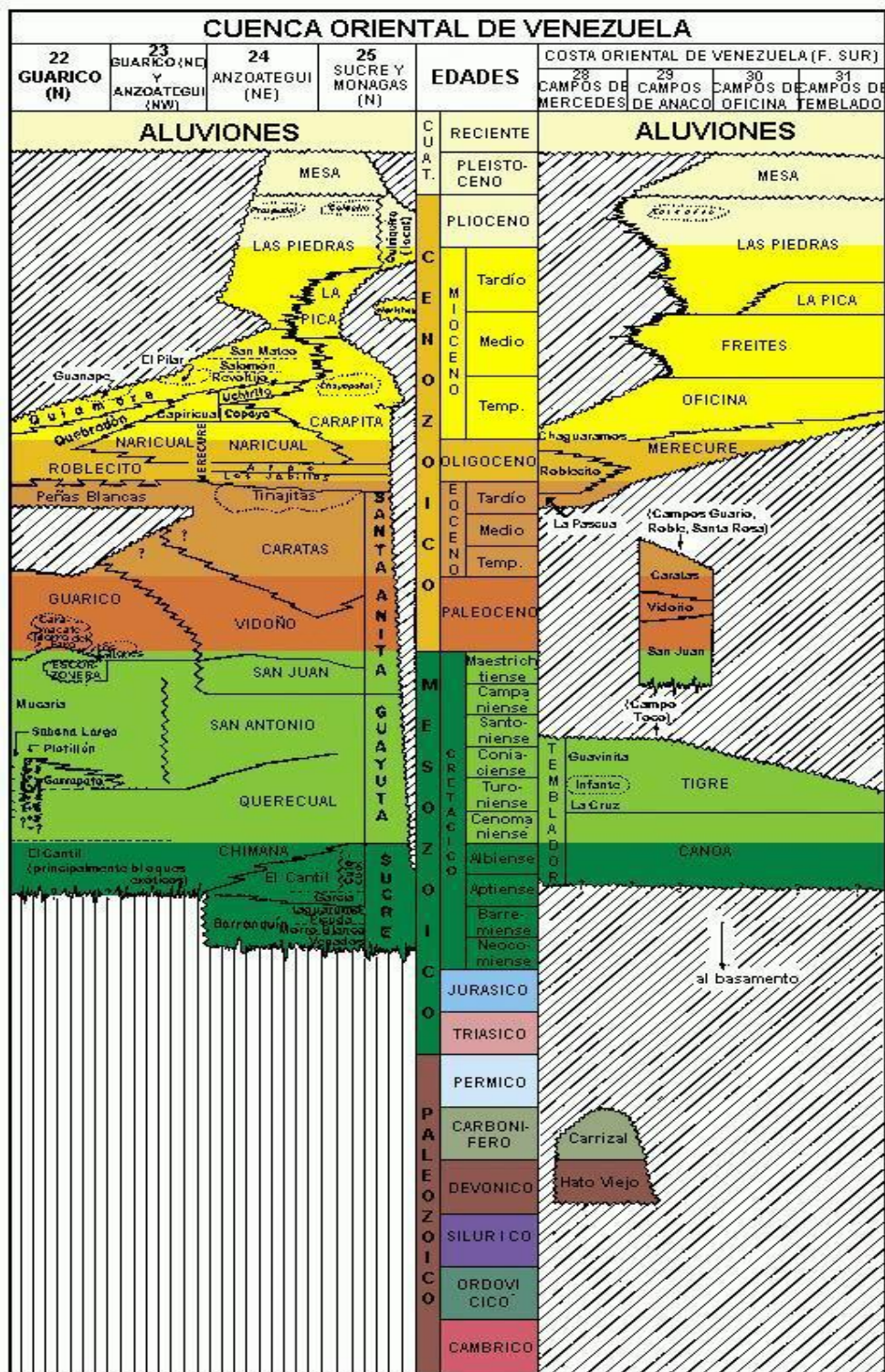


Figura 4. Columna estratigráfica de la cuenca oriental de Venezuela. Tomado del Léxico estratigráfico 2006.

Geología local

2.3 Subcuenca de Maturín

La Subcuenca de Maturín representa la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental Venezolana. Es una cuenca de estructura antepaís y se extiende entre el frente de la montaña de la serranía y el cratón. La cuenca es asimétrica paralela y mecánicamente acoplada al orógeno adyacente. Se creó partiendo del Mioceno por subsidencia isostática causado por la sobrecarga de los cabalgamientos de la serranía y se extiende por encima de un antiguo margen pasivo Cretácico – Paleogeno. La carga del orógeno se desplaza de norte a sur y al mismo tiempo de oeste a este, por esta causa la cuenca se caracteriza por la migración de su depocentro en el mismo sentido. La subcuenca de Maturín está rellena de sedimentos del Terciario, y estos presentan en la parte más profundo un espesor de hasta 8 km.

La sedimentación de la Serranía del Interior Oriental está constituida en gran parte, en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín, presenta una espesa y compleja secuencia que abarca desde el Cretácico inferior hasta el Pleistoceno, y en el flanco sur presenta un estratigrafía más sencilla, muy similar a la estratigrafía de la Subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador, en la sección inferior, como representante del Cretácico, y un Terciario suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno – Pleistoceno, en el que se alternan ambientes fluvio – deltaicos y marinos someros, hasta el relleno final con ambientes continentales (Gonzalez de Juana et al, 1980).

2.4 Campo Carito

2. 4. 1 Geología estructural

El campo de Carito es un anticlinal gigante con una clara definición de cada yacimiento, y cada bloque presenta diferentes problemas de interpretación. Con los datos sísmicos tridimensionales, la mayoría de estos problemas fueron resueltos. Dentro de los límites del campo productor, los nuevos mapas están considerados confiables para la planificación de pozos y simulación de yacimiento.

La interpretación estructural de Carito – Mulata está guiada por los datos sísmicos y datos de pozos, y no está guiada por cualquier modelo geométrico de pliegue - falla. Es decir, la cartografía de los datos es principalmente directa y honra a los mismos. En las descripciones siguientes, el uso de terminología geométrica es directo, y no interpretativo. Por consiguiente, la descripción del anticlinal de Furrial - Carito como "fault bend fold" es una observación directa del pliegue y geometría de la falla, y no es un modelo.

2. 4. 2 Mecanismo estratigráfico

La geometría de pliegue y sistemas de fallas son controlada por las fuerzas de deformación y las propiedades mecánicas de las rocas. En las capas, la variación litoestratigráfica de las propiedades mecánicas puede ser descrita como el mecanismo estratigráfico.

En el norte de Monagas, las capas son clasificadas mecánicamente en una escala de esfuerzo, de débil a fuerte, con las capas más débiles formando despegues (figura 5). Se definieron cinco unidades mecánicas en la estratigrafía, dos niveles mayores y una menor como el despegue. El mecanismo estratigráfico se infiere para controlar la posición de los despegues, rampas y la geometría de los pliegues resultantes. El despegue basal (base del Cretácico) y el despegue en la base de Carapita son los dominantes. Los principales corrimientos en el norte de Monagas forman rampas que conectan los dos despegues mayores. Las unidades 1, 2 y 3 (Cretácico - Naricual) son unidades más fuertes, forman el bloque levantado del corrimiento sobre Carapita. La unidad 4 es la más débil. El límite entre las unidades 4 y 5 es una discordancia angular mayor, donde la Formación La Pica es la unidad más joven.

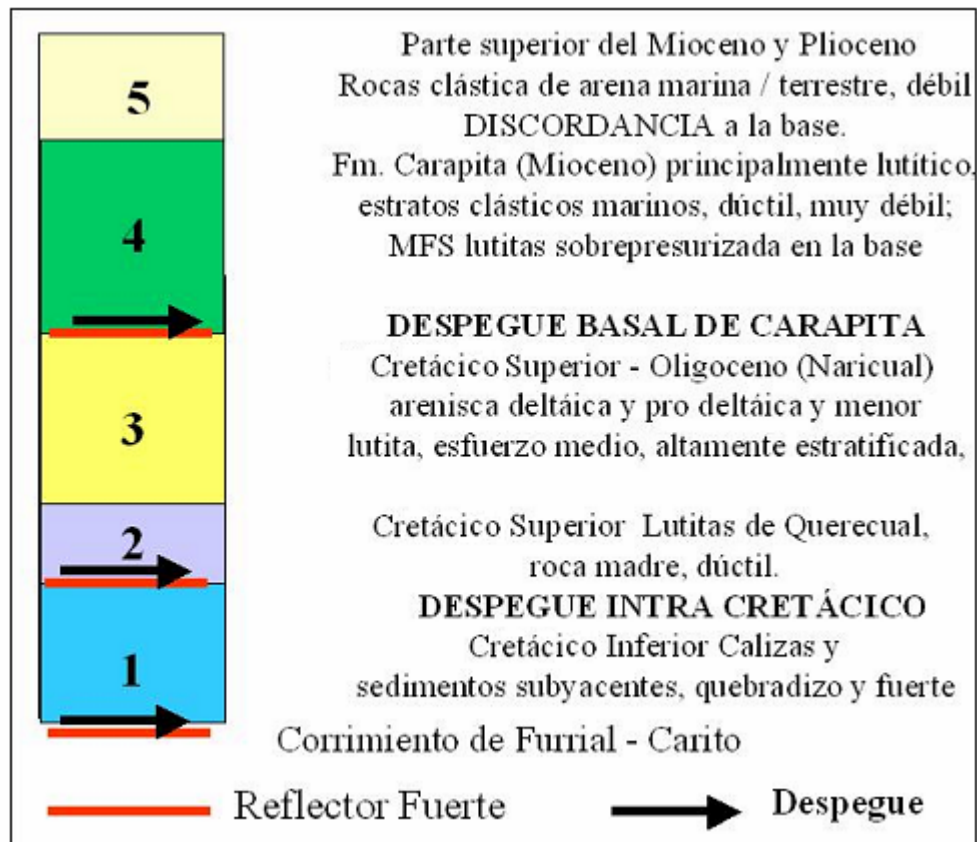


Figura 5. Estratigrafía mecánica generalizada del Norte Monagas. Tomado de Bolívar y Maestracci (2004)

La Formación Carapita es diferente porque esta forma el despegue principal y una rampa mayor, en el bloque deprimido del corrimiento de Furrial - Carito. Por encima del despegue de la Carapita basal se formaron pliegues, corrimientos imbricados y "duplex", produciendo un espesamiento estructural de la Formación Carapita.

El despegue Intra Cretácico (figura 6) es una zona secundaria del despegue inferida para corresponder a la transición carbonato - clástica representada por la Formación Querecual.



Figura 6. El despegue interior, la deformación dúctil y el espesamiento estructural de la formación de Querecual, en la costa oeste de la Isla Chimana, en el Parque Mochima, Venezuela. Vista este, a la altura de precipicio de 25 metros. Esto es equivalente al despegue Intra Cretácico en el área de Carito. Tomado de Bolívar y Maestracci (2004)

El intervalo estratigráfico bajo estudio abarca desde el Cretácico Temprano hasta el Pleistoceno, lo que correspondería según la nomenclatura oficial a las formaciones Naricual, Carapita, La Pica, Las Piedras y Mesa (figura 7).

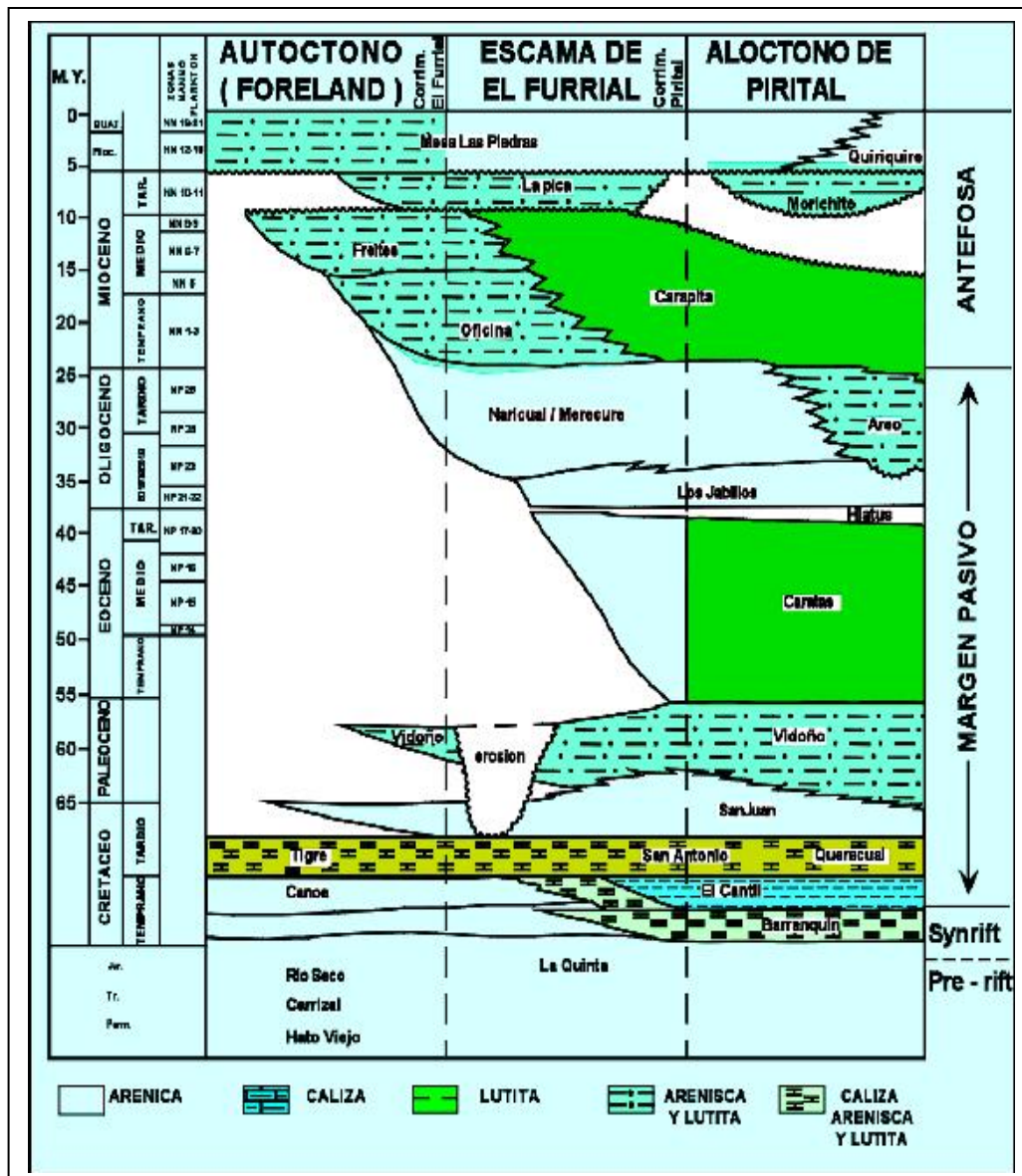


Figura 7. Columna litoestratigráfica generalizada de la Cuenca Oriental de Venezuela (modificado de Parnaud, F. et al, 1991)

CAPÍTULO 3

Marco teórico

3. 1 Métodos sísmicos

Se sabe que los métodos sísmicos son uno de los más importantes e interesantes de los métodos geofísicos, además es uno de los más usados en la búsqueda y explotación de hidrocarburos; además los métodos sísmicos son la principal fuente de este trabajo de investigación, por este motivo, de los métodos sísmicos podemos resumir lo siguiente:

Las ondas sísmicas son parcelas de energía de deformación elástica que se propagan desde una fuente sísmica (como un terremoto o una explosión) hacia fuera. Las fuentes sísmicas apropiadas para la prospección sísmica son aquellas que generan trenes de onda de corta vida conocidos como pulsos, que típicamente contienen un amplio rango de frecuencias. Las deformaciones asociadas con el paso de un pulso sísmico se pueden considerar elásticas, excepto en la zona inmediata a la fuente. Con este argumento, las velocidades de propagación de los pulsos sísmicos están determinados por los módulos elásticos y las densidades de los materiales a través de los que pasan (Dix, 1955).

Existen dos tipos fundamentales de ondas sísmicas: las ondas internas o de cuerpo y las ondas de superficie. La velocidad de propagación de una onda interna o de cuerpo en cualquier material viene dada por:

$$V = \sqrt{\frac{\text{módulo_elástico_apropiado_del_material}}{\text{densidad_del_material}}} \quad (3.1)$$

de este manera, la velocidad de las ondas P (V_p) de las ondas internas compresivas, que involucran deformación compresiva, viene dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{\Psi}{\rho}} \quad (3.2)$$

y dado que el módulo elástico del material (Ψ) es igual a $K + 4/3 \cdot \mu$, V_p pasa a ser:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3} \cdot \mu}{\rho}} \quad (3.3)$$

y la velocidad de las ondas S (ondas de cizalla), que involucran deformación de cizalla pura, viene dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.4)$$

Donde K es el módulo de compresibilidad, μ el módulo de rigidez y ρ la densidad del material.

Se puede deducir de estas ecuaciones, que las ondas compresivas (V_p) siempre viajan más rápido que las ondas de cizalla (V_s) en el mismo medio (Schmitt, 1966). La relación entre V_p y V_s en cualquier material es función únicamente por el valor del coeficiente de Poisson (ν) para ese material:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2 \cdot (1 - \sigma)}{1 - 2 \cdot \sigma}} \quad (3.5)$$

donde σ es el módulo de Poisson.

Para explicar y definir la onda se estableció lo que se conoce como la ecuación de onda, que es la ecuación de la mecánica de la onda que representa el desplazamiento y la velocidad de la misma, como una función del espacio y el tiempo, donde el espacio puede ser representado por coordenadas rectangulares (x, y, z) (Dobrin, 1961).

La expresión generalizada para una onda plana propagándose en el espacio y en el tiempo, descrita en coordenadas rectangulares:

$$\Psi(x, y, z, t) = f(lx + my + nz - Vt) + g(lx + my + nz + Vt) \quad (3.6)$$

en donde:

V es la velocidad de propagación de la onda

f y g son funciones arbitrarias

l, m, n son los cosenos directores del vector propagación del frente de ondas

t es el tiempo.

Una forma sencilla de estudiar el movimiento y la física de la onda es a través de los frentes de onda que es la locación de puntos adyacentes con la misma fase en el camino de una onda en avance.

3. 1. 1 Velocidades sísmicas.

La velocidad de onda es la velocidad a la cual se transmite la onda de energía en un medio. Ésta depende de las propiedades características del medio, en el caso de ondas sísmicas depende de los parámetros y la densidad. La velocidad de onda se relaciona siempre con la frecuencia (f) y la longitud de onda (λ) por la ecuación:

$$v = f \lambda \quad (3.7)$$

La velocidad sísmica es la velocidad con la cual se propaga una onda elástica a través de un medio. Para ondas internas no dispersivas, la velocidad sísmica es igual a la velocidad de fase y a la velocidad de grupo.

Para ondas superficiales dispersivas, la velocidad sísmica se toma regularmente igual a la velocidad de fase. La velocidad sísmica aumenta a mayor profundidad, y cuando se mide en una dirección vertical, puede ser un 10 ó 15 % menor, que cuando se mide en una dirección paralela a la de la estratificación (Aki and Richards, 1980). Entre los diferentes tipos de velocidades están:

(a) Velocidad interválica (v_{int}).

Es la velocidad sísmica sobre un intervalo de profundidad "Z". Si el tipo de roca es uniforme en ese intervalo, entonces la velocidad de intervalo es igual a la velocidad de la formación. Si el intervalo de profundidad abarca un número de estratos de roca de diferentes litologías, entonces la velocidad de intervalo es igual a la velocidad promedio (V) calculada sobre la distancia "Z". Si Z_i es el espesor del i-ésimo intervalo y t_i es el tiempo de recorrido de un camino a través de él, se tiene:

$$V_{int} = z_i / t_i \quad (3.8)$$

(b) Velocidad promedio (V).

Es el promedio de todas las velocidades interválicas desde la superficie hasta un horizonte en particular (Cantos, 1974). Estas velocidades son medidas durante la

corrida de un registro de velocidades en el pozo (“check shot”), en donde un geófono es introducido en este a diferentes profundidades, y una fuente sísmica es activada en la superficie. La velocidad es obtenida calculando los tiempos de viaje Δt , de las ondas sísmicas, desde la posición de la fuente hasta el geófono. Con los datos obtenidos, la velocidad promedio desde la posición de la fuente hasta la profundidad donde es colocado el geófono, es calculada mediante:

$$V = \frac{\sum V_i \cdot \Delta t_i}{\sum \Delta t_i} \quad (3.9)$$

Donde V_i es la velocidad interválica y Δt los tiempos de viaje. Esta medida se utiliza para la construcción de curvas tiempo – profundidad (T-Z), las cuales permiten realizar la conversión a profundidad de datos sísmicos en tiempo.

(c) Velocidad promedio (V_{rms})

Es definida como la raíz cuadrada de la velocidad promedio ponderada en tiempo, cuya expresión matemática es:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum V_i^2 \cdot \Delta t_i}{\sum \Delta t_i} \quad (3.10)$$

3.2 Fundamentos de trayectoria de rayos. Ley de Snell.

Una forma sencilla de trabajar en sísmica es de la siguiente manera, lo que suceda en una dirección (desde la fuente hasta el receptor) es considerada una pequeña porción del frente de onda, lo cual forma un rayo. Los rayos son perpendiculares a los frentes de onda y viceversa (figura 8). La mayor parte de la teoría sismológica se desarrolla usando estos rayos debido a que son mucho más simples de manejar que las ondas (Schmitt, 1966).

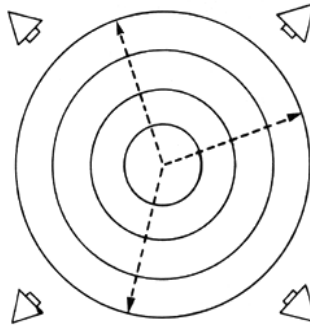


Figura 8. La figura muestra la cinemática de la relación entre la trayectoria de rayos y los frentes de ondas. La trayectoria de rayo es normal al frente de onda y va en dirección contraria a la fuente de la onda sísmica (Schmitt, 1966).

A continuación se describen las reglas que gobiernan la trayectoria de los rayos sísmicos.

(a) las trayectorias de rayos tienen lugar en un medio de velocidad constante y, debido a que los frentes de onda son concéntricos, los rayos presentan una trayectoria rectilínea y en dirección contraria a la posición de la fuente hacia el centro del frente de onda circular.

(b) la trayectoria de los rayos se inclina en conformidad con la ley de Snell, mientras se cruzan las velocidades en las interfases. Los frentes de ondas se suponen planos ya que son una porción local del frente de onda que es regionalmente esférico. La distancia entre frentes de onda sucesivos es mayor a medida que el medio se vuelve de mayor velocidad, esto significa que la distancia de viaje es mayor al incrementarse el tiempo Δt . Además, el frente de ondas y la trayectoria de rayos, se doblan, o refractan, cuando se encuentran con medios de altas velocidades (Schmitt, 1966).

La ley de Snell se expresa mediante las siguientes ecuaciones

$$p = \frac{\text{sen } i}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_{p_1}}{V_{p_1}} = \frac{\text{sen } \theta_{s_1}}{V_{s_1}} = \frac{\text{sen } \theta_{p_2}}{V_{p_2}} = \frac{\text{sen } \theta_{s_2}}{V_{s_2}}, \quad (3.11)$$

en donde:

i : es el ángulo de incidencia de la onda sobre la interfase acústica.

θ_{p1} , θ_{s1} : ángulo de reflexión de las ondas P y S en el medio 1, respectivamente.

θ_{p2} , θ_{s2} : ángulo de refracción o transmisión de las ondas P y S en el medio 2, respectivamente.

V_{p1} , V_{p2} : velocidad de propagación de onda P en el medio 1 y 2, respectivamente.

V_{s1} , V_{s2} : velocidad de propagación de onda S en el medio 1 y 2, respectivamente.

P: parámetro de rayo.

3.3 Fenómeno de reflexión.

La reflexión es un rebote o un de una onda (luz, sonido, ondas sísmicas) desde una superficie. En geofísica, una reflexión es una señal reflejada por un “reflector” de acuerdo a la Ley de Snell. Una reflexión sísmica ocurre en una interfase como consecuencia de un contraste en la impedancia acústica entre dos medios. Esta constituye la técnica de la geofísica más cercana a una sección geológica. Sin embargo, a pesar de que una sección sísmica puede dar una figura directa de la estructura de sub-superficie, puede diferir de una sección geológica por las siguientes razones:

(a) esta da el tiempo doble de viaje (TWT, two-way time), en vez de la profundidad de los reflectores (figura 9.b);

(b) las reflexiones desde un reflector inclinado están desplazadas;

(c) algunos reflectores aparentes se deben a reflexiones múltiples;

(d) los reflectores pueden no corresponder a límites litológicos, y viceversa.

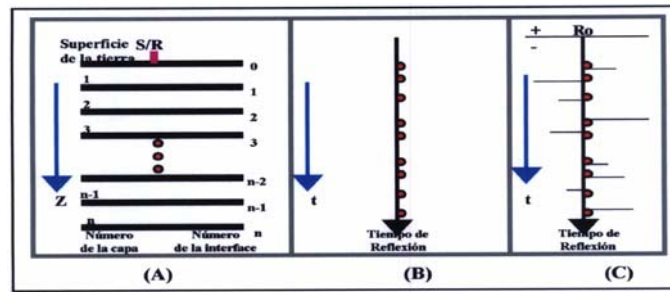


Figura 9. (a) Modelo 1D del subsuelo para una simulación en 1D. (b) Cálculo de los tiempos de viaje, señalados por los puntos sobre la traza, los cuales son tiempos de eco entre interfases. (c) los coeficientes de reflexión son ubicados en sus posiciones de tiempo para formar una serie de coeficientes de reflexión (Schmitt, 1966).

3. 4 Coeficientes de reflexión y transmisión.

Consideremos un rayo compresivo de amplitud A_0 , que incide normalmente en una superficie situada entre dos medios con diferente velocidad y densidad (figuras 10 y 11). Un rayo transmitido de amplitud A_2 viaja a través de la superficie en la misma dirección del rayo incidente, y un rayo reflejado de amplitud A_1 vuelve a lo largo de la trayectoria del rayo incidente (Schmitt, 1966).

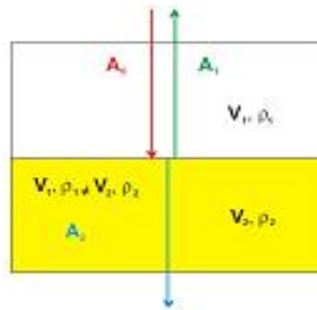


Figura 10. Trayectoria de rayo en dos medios de diferentes velocidades y densidades (Schmitt, 1966).

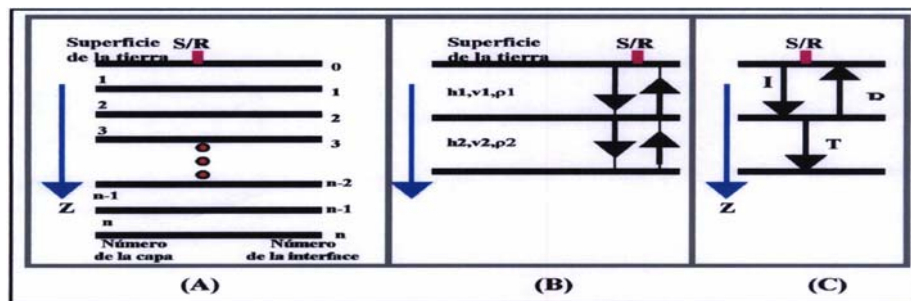


Figura 11. (a). Modelo del subsuelo para una simulación en 1D. (b) detalle de dos capas en las cuales se muestran las características de cada una de ellas: espesor, velocidad y densidad. (c) detalle que muestra el concepto de onda incidente (I), onda reflejada (R) y transmitida (T). (Schmitt, 1966).

La energía total de los rayos transmitidos y reflejados debe ser igual a la energía del rayo incidente. Las proporciones relativas de la energía transmitida y reflejada se determinan por el contraste en el valor de la impedancia acústica (Z) a través de la superficie. La impedancia acústica de una roca es el producto de su densidad y de su velocidad de las ondas compresivas (V_p)

3. 5 Migración sísmica

Los programas óptimos de exploración y explotación requieren la mejor “imagen” posible del subsuelo. La migración sísmica es una de las etapas básicas del proceso de datos que optimiza y presenta la mejor “imagen” del subsuelo.

La migración sísmica corrige el desplazamiento geométrico de los datos de un reflector buzante o los cambios laterales de velocidad, y coloca los reflectores en su verdadera posición espacial en lugar del CMP entre la fuente y el receptor.

Esto se logra a través de diversas soluciones de la ecuación de las ondas elásticas a través de las rocas.

La migración puede realizarse en dos dominios, el tiempo o la profundidad, y antes o después del apilamiento. Ciertos problemas de generación de imágenes se pueden resolver con la migración en dominio del tiempo, pero los más complejos requieren la migración en el dominio de la profundidad.

3.5.1 Migración en profundidad

En la migración en profundidad, el modelo de velocidad puede tener fuertes contrastes en las direcciones horizontal o vertical. Debido a esto se elige este tipo de migración cuando hay pliegues, intrusiones o fallas de gran inclinación que se yuxtaponen con capas cuyas propiedades elásticas son muy diferentes.

3.6 Modelo de velocidades

La migración en profundidad antes del apilamiento, es capaz de crear una imagen de los reflectores de superficie que se encuentren bajo la presencia de

gradientes laterales severos de velocidad (Kim et al, 1996); además de que se puede aplicar a las estructuras y los campos de velocidad más complejos.

La construcción de los modelos de velocidades, típicamente es iterativo y requiere muchas corridas computacionales intensivas de migración antes del apilamiento. La migración iterativa en profundidad antes del apilamiento es utilizada para generar un modelo de velocidades exacto.

La combinación de la migración de rayo con la migración en profundidad antes del apilamiento, permite la construcción iterativa de modelos de velocidades sin la necesidad de generar migración en profundidad de los CMP “gathers” en cada posición de superficie. Se puede realizar la migración de rayos casi instantáneamente en una estación de trabajo, y se puede generar un conjunto de CMP “gathers” migrados en profundidad en una hora o más. De esta forma, se puede iterar mucho más rápido que lo permitido por el método iterativo convencional, usando migración en profundidad antes del apilamiento solamente.

El análisis convencional de velocidades, es una de las más laboriosas tareas en el procesamiento sísmico, pero puede ser evadido actualizando las funciones de velocidad de capas basadas sobre la inspección visual de los “gathers” migrados en profundidad.

El objetivo del procesamiento sísmico es conseguir que los datos de reflexiones del subsuelo se asemejen lo más posible a una sección geológica de la tierra a lo largo del plano del arreglo de los geófonos.

La presencia de registros de pozos en el área facilita y optimiza la creación del modelo de velocidades, como es nuestro caso, la presencia de registro sísmico y de “check shot”, nos da información de las tendencias verticales de las velocidades en el área, y por lo tanto, con esta información podemos diferenciar paquetes que sigan los mismos patrones.

3.7 La herramienta sónica

La herramienta sónica básicamente mide la velocidad del sonido en las formaciones penetradas por un pozo. La herramienta presenta un transmisor y dos receptores colocados en el cuerpo de la sonda, con un espaciamiento típico entre el transmisor y el receptor más cercano de 3 pies, y de 2 pies entre los receptores, como podemos ver en la figura 12.

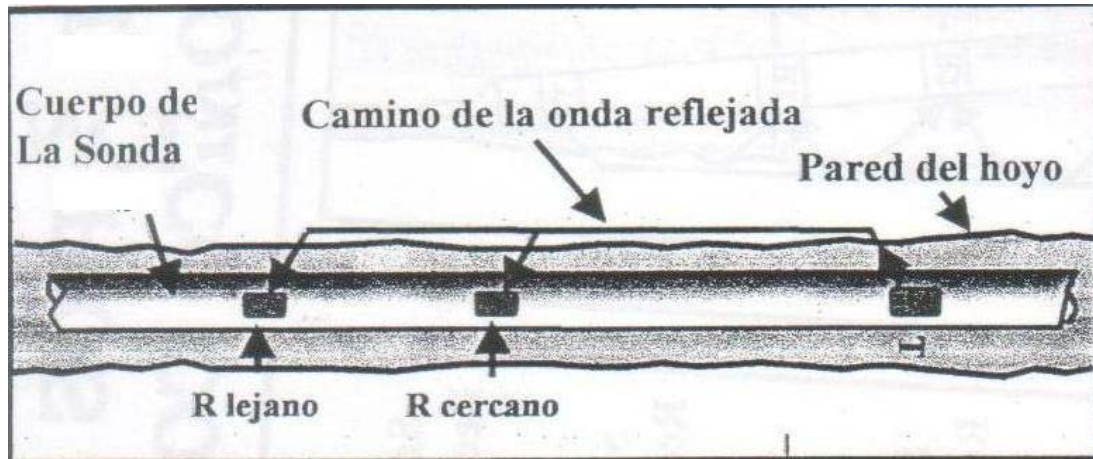


Figura 12. Herramienta sónica. Tomado de Dewan (1984).

El principio físico de la herramienta consiste en aplicar un pulso de corriente o voltaje al transmisor, por lo que éste generará un pulso de presión corto y oscilatorio a una frecuencia de alrededor de 25 kHz, en el lodo. Este proceso iniciará seis diferentes ondas viajando hacia arriba y hacia abajo por el hoyo (figura 13). Estas ondas son la compresional y la de cizalla las cuales se refractan a través de la formación, dos ondas directas que viajan a través de la herramienta y del lodo, y finalmente dos ondas superficiales a lo largo de la pared del hoyo que son la pseudo-Rayleigh y Stoneley. Las velocidades de estas ondas varían entre los 4000 pies/s y los 25000 pies/s .

Al poco tiempo que el transmisor ha pulsado, el receptor cercano detecta la llegada de varios frentes de onda, los cuales, un poco después, llegan hasta el detector más lejano. La secuencia normal de las llegadas de las ondas se caracteriza por la llegada de la onda compresional de primero, seguida inmediatamente por la onda de cizalla que viaja como una onda compresional en el lodo, desde el transmisor hasta

las paredes del hoyo, como una onda de cuerpo, compresional o de cizalla, en la formación y como una onda compresional en el lodo, desde la pared del hoyo hasta el receptor, con la energía inicial siguiendo el camino crítico de la refracción (tiempo mínimo)

Inmediatamente después de la onda de cizalla, llega la pseudo-Rayleigh, seguida por la llegada directa a través del lodo y por la onda Stoneley. La onda directa que viaja a través de la herramienta, se mezcla con las ondas de lodo y Stoneley. Gran esfuerzo es realizado en el diseño de la sonda para hacer la transmisión de la onda a lo largo de la herramienta, lo más débil posible.

El interés principal está en las ondas compresionales y de cizalla. Por definición, una onda compresional es aquella en la cual las partículas del medio vibran en la misma dirección en el cual se propaga la energía, en este caso una dirección paralela al pozo. En onda de cizalla por otra parte, las partículas vibran en una dirección perpendicular a la dirección de propagación, en este caso perpendicular al eje del pozo.

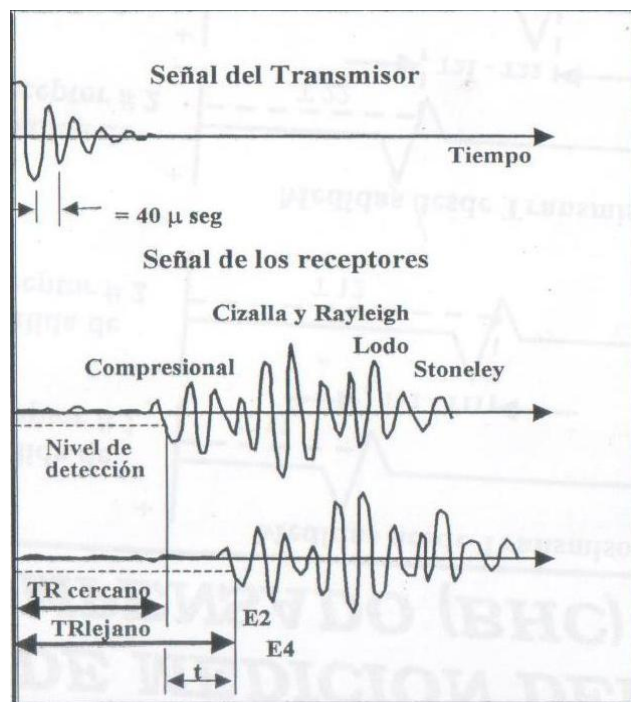


Figura 13. Diagrama de viaje de las ondas. Tomado de Dewan (1984).

Las herramientas sónicas estándar mide solo el tiempo de viaje de las ondas compresionales. Para lograr esto, el transmisor es pulsado una vez y un circuito electrónico mide el tiempo hasta la primera incursión negativa de la llegada compresional en el receptor más cercano. El transmisor se vuelve a pulsar y el circuito mide el tiempo hasta el receptor lejano. La diferencia de tiempos es calculada y dividida por la distancia entre los receptores. El resultado es presentado en un registro como tiempo de tránsito en la formación, en microsegundos/pie ($\mu\text{s}/\text{pie}$). La precisión de la medida es bastante buena, aproximadamente de más o menos $0.25 \mu\text{s}/\text{pie}$.

3. 8 La herramienta sónica compensada

La primera generación de herramientas sónicas, las de un solo transmisor y dos receptores, sufría el defecto de que cuando existía un hoyo agrandado o cuando la herramienta presentaba una inclinación (figura 14) con respecto al eje del pozo, el tiempo de tránsito medido era mayor.

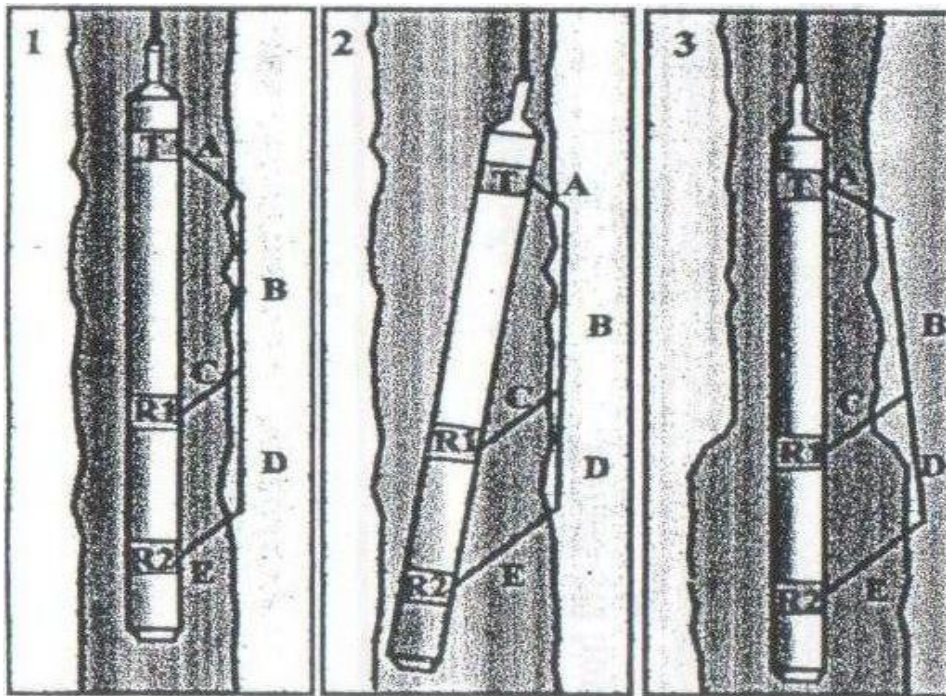


Figura 14. Problemas con las herramientas de un solo transmisor. Tomado de Western Atlas (1992).

Por esta razón la herramienta fue reemplazada en los años 60 por el sónico compensado (figura 15). Este consiste de dos transmisores colocados simétricamente en los extremos de la sonda.

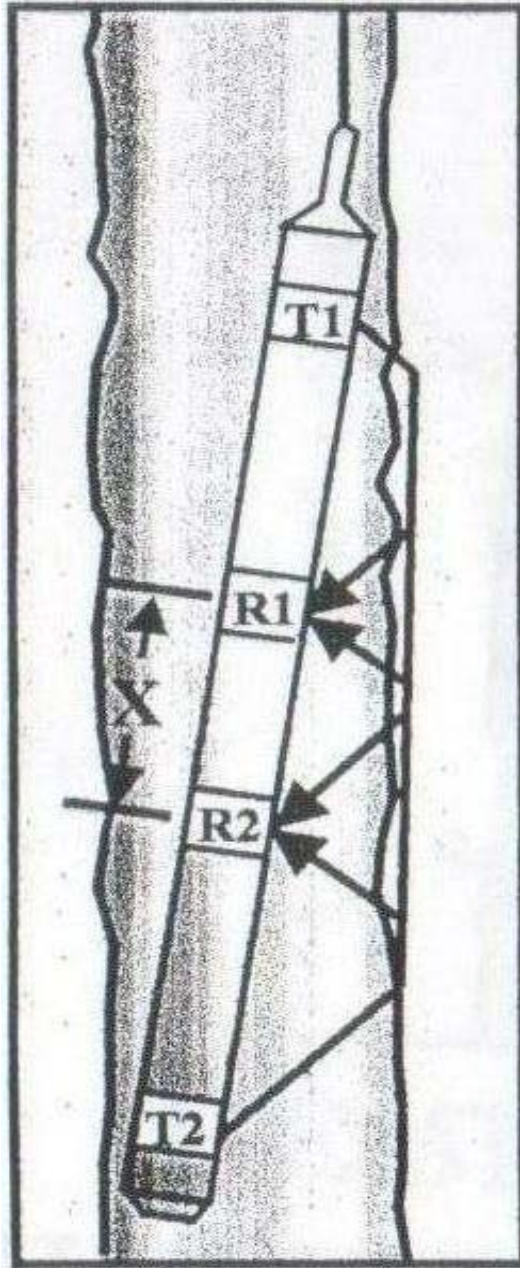


Figura 15. Herramienta sónica compensada. Tomado de Dewan (1984).

Se realiza una secuencia de 4 mediciones de tiempo (figura 16): tiempo desde el transmisor 1 hasta el receptor 1 o T11, desde el transmisor 1 hasta el receptor 2 o T12, desde el transmisor 2 hasta el receptor 1 o T21 y desde el transmisor 2 hasta el receptor 2 o T22. El tiempo de tránsito (lentitud) correcto es obtenido al promediar las cuatro lecturas de tiempo en μs , y dividir el resultado entre la separación de los receptores, en pies,

$$\Delta t = ((T_{12} - T_{11}) - (T_{22} - T_{21}) / 2) / X \quad (3.12)$$

en donde Δt estará dando $\mu\text{s}/\text{pie}$.

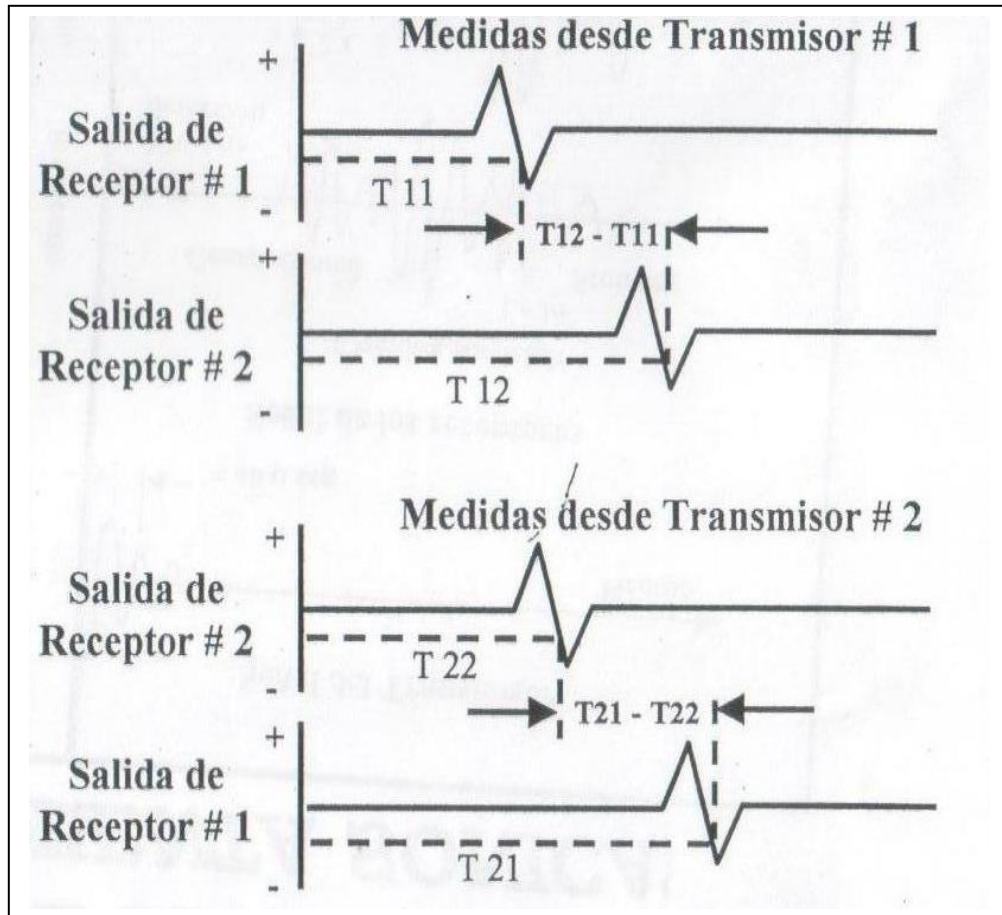


Figura 16. Secuencia de las mediciones del sónico compensado. Tomado de Dewan (1984).

Esta técnica elimina los efectos de hoyo agrandado y de inclinación de la herramienta y con ella, la calidad de los registros sísmicos en hoyos muy derrumbados fue mejorada grandemente.

La herramienta Schlumberger tiene un espaciamiento de 3 pies entre cada transmisor y su detector más cercano, y de 2 pies entre los receptores ($X=2$). Los transmisores son pulsados un total de 20 veces por segundo, así que 5 mediciones completas son hechas cada segundo. La velocidad del registro es de 5000 pies/hora, lo cual significa que una medida es hecha aproximadamente cada 3 pulgadas en el hoyo.

Normalmente, la herramienta sísmica es corrida centrada en el hoyo para que las contribuciones a la señal en el receptor de diferentes partes del hoyo estén en fase (si el hoyo es redondo) y sea maximizada la relación señal/ruido.

3.9 Disparos de verificación sísmica

Es un tipo de medición sísmica realizada en los pozos, diseñada para medir el tiempo de viaje sísmico a partir de la superficie hasta una profundidad conocida. La velocidad de las ondas P en las formaciones encontradas en la pared de las perforaciones puede ser medida directamente mediante un geófono que es bajado a cada formación de interés, desde la superficie de la tierra se genera y se envía una fuente de energía, y este geófono recibe las perturbaciones u ondas creadas por la fuente, las cuales viajan por las formaciones hasta el receptor donde se graban las mediciones de los tiempos de viaje. Las mediciones pueden ser correlacionadas con la data sísmica de superficie haciendo uso de las correcciones del registro sísmico y generando un sismograma sintético para confirmar o modificar la interpretación sísmica (Schlumberger Oilfield Services, 2006).

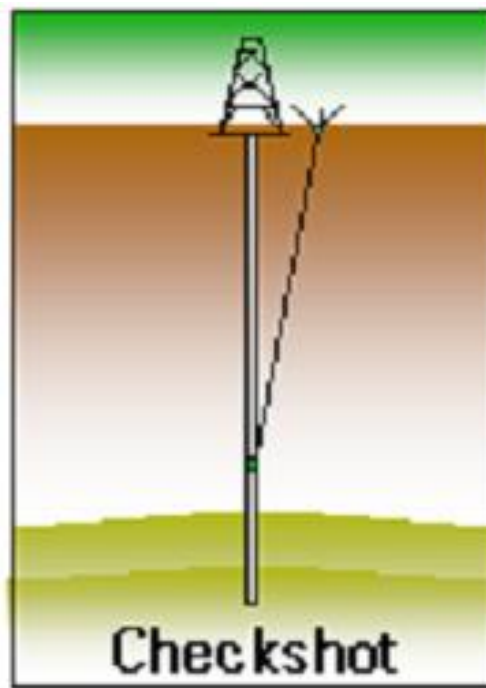


Figura 17. Esquema de un disparo de verificación sísmica. Tomado de Schlumberger (1997)

Los disparos de verificación sísmica o “check shots” se llevan a cabo empleando una fuente de ondas compresionales (tal como un cañón de aire o un camión vibrador), el cual se encuentra ubicado en la superficie. Además de la fuente de energía, se utiliza en superficie un sistema de control, un sistema registrador, un compresor de aire (sólo cuando se utiliza el cañón de aire), un hidrófono y geófonos de superficie.

De la misma manera el instrumental de pozos consiste en un dispositivo de anclaje, un sistema hidráulico de alta presión, un geófono y un amplificador. La herramienta de pozo de uso más común es la herramienta de sísmica de pozos (Well Seismic Tool o WST) con un arreglo de cuatro geófonos uniaxiales que han sido diseñados para operaciones en ambientes de alta temperatura.

El equipo “Seismic Acquisition Tool” (SAT) es una herramienta de nueva generación con geófonos de tres componentes y tiene la mitad de la masa y de la

longitud del anterior herramienta de sísmica de pozos (WST). La capacidad de detectar señales en tres dimensiones permite la grabación e interpretación de ondas de cizalla.

La fuente de energía utilizada genera una onda sísmica en superficie, la cual es captada por el hidrófono para indicar el tiempo de referencia o tiempo cero. Se mide el tiempo entre la señal en el hidrófono y la señal que llega al geófono dentro del pozo, este tiempo es conocido como tiempo de tránsito sísmico. Ambas señales son registradas y normalmente se hacen varios disparos con el geófono a la misma profundidad para controlar la consistencia de los resultados y para eliminar ruidos, los cuales por su carácter aleatorio tienden a eliminarse al sumar las señales correspondientes a una misma profundidad (teóricamente, suponiendo que el ruido es aleatorio, la suma de n disparos aumentará la relación señal – ruido por un factor de \sqrt{n}). La suma o apilamiento, “stacking”, se hace automáticamente por el computador del equipo de superficie analizando los datos almacenados de los disparos.

El producto final son todos los datos grabados digitalmente y en un procesador (computador) con el resultado del apilamiento de los trenes de ondas por cada profundidad de disparo. En estos registros digitales se muestra el tiempo medido entre la señal de referencia del hidrófono y la señal del geófono dentro del pozo. Los registros sísmicos que han sido calibrados a través de “check shots” son la referencia básica para llevar una sección sísmica en tiempo al dominio de la profundidad, proceso conocido como conversión tiempo – profundidad.

Los tiempos de tránsito grabados de las llegadas directas son usados para ajustar el registro sísmico por deriva, que es la diferencia entre los tiempos sísmicos y los tiempos integrados del sísmico; la cual es causada principalmente por dispersión y efectos de pozo.

Los disparos de verificación sísmica difieren del perfil sísmico vertical (VSP), en el número y densidad de las profundidades recibidas y registradas; las posiciones de los geófonos pueden ser ampliamente e irregularmente localizadas en el fondo del pozo; sin embargo el perfil sísmico vertical, usualmente, tiene numerosos geófonos posicionados en intervalos cercanos y regularmente espaciados en el fondo del pozo

En las siguientes figuras se muestra la adquisición tanto para la prospección sísmica en tierra (fig. 18) como costa afuera (fig. 19). Para registros en tierra el cañón de aire debe colocarse en una fosa profunda llena de lodo de perforación cerca del pozo. La fosa debe ser lo suficientemente profunda para proveer un buen acople acústico entre el cañón de aire y tierra.

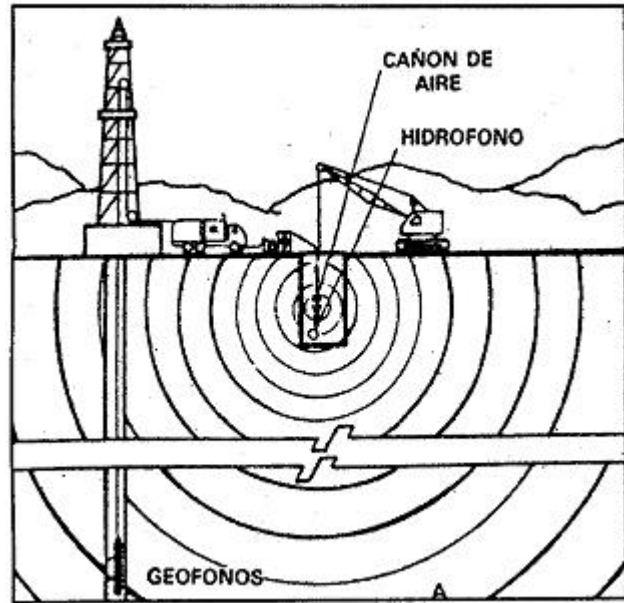


Figura 18. Operación sísmica de pozo para tierra. Modificado de Requena 2000.

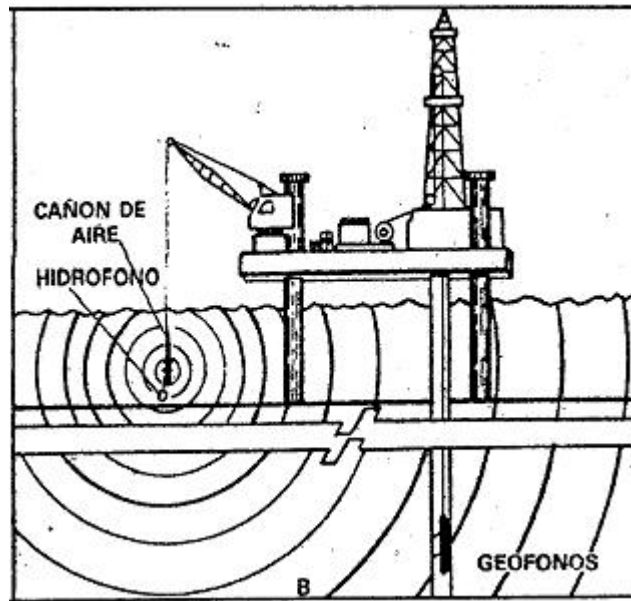


Figura 19. Operación sísmica de pozo para mar. Modificado de Requena 2000

El registro sísmico y los disparos de verificación sísmica se diferencian en la geometría de la adquisición, en el tipo y ubicación de la fuente utilizada. Los disparos de verificación se utilizan principalmente para generar curvas de tiempo-profundidad, con la cual se calibra el registro sísmico y se generan los sismogramas sintéticos. La velocidad interválica se puede derivar de los disparos de verificación mediante la fórmula de Dix que relaciona la velocidad RMS y los tiempos de viaje de los reflectores (Schlumberger, Glosario en línea)

La fórmula de Dix.

$$V_{\text{int}} = \left[\left(t_2 * V_{rms2}^2 - t_1 * V_{rms1}^2 \right) / (t_2 - t_1) \right]^{1/2} \quad (3.13)$$

Los registros sísmicos se utilizan con la finalidad de medir con mayor detalle las velocidades de los paquetes o formaciones geológicas de interés. Es una potente herramienta para obtener información sobre fracturación y cambios litológicos.

CAPÍTULO 4

Marco Metodológico

Para la obtención del modelo 3D de velocidades interválicas la metodología que se utilizó es la descrita a continuación:

4. 1 Revisión bibliográfica

Se realizó una búsqueda y recopilación detallada de bibliografías en el centro de documentación de Geociencias de PDVSA Puerto La Cruz, de revistas, informes técnicos, informes de adquisición de las contratistas, trabajos especiales de grado, bibliografías y todos los estudios referentes al campo Carito.

Se hizo énfasis en los informes de datos de adquisición de las empresas de servicios de la sísmica de pozo, en particular los datos de los disparos de verificación sísmica.

De la misma manera se revisaron todas las informaciones disponibles sobre los aspectos geológicos de la zona de estudio en particular la geología regional, la geología local, el marco tectónico, la estratigrafía, la sedimentología y los trenes estructurales más importantes de la zona.

Se revisaron todos los pozos existentes en el área que contienen registros sísmicos.

También se recopiló la información de trabajos previos en la zona de estudio como informes de conversión tiempo – profundidad, metodología de modelo de velocidades aplicadas a otros campos vecinos, estudios previos realizados de las interpretaciones sísmicas en el área.

4. 2. 1 Disparo de verificación sísmica

Los informes que contenían los datos de “check shot” fueron facilitados por el Centro de Documentación de Geociencias (CDG), los cuales fueron realizados por empresas de servicios como Schlumberger, Western Geophysical, Baker Atlas, entre otros.

En la figura 21 se observa el área de estudio y la distribución de los pozos que contienen “check shot”. Los pozos con disparos de verificación tienen la misma distribución que los pozos en su totalidad, se concentran en el centro de la región y hacia los extremos y vértices se puede ver la carencia de los mismos. En la región noroeste se encuentra el pueblo de Punta de Mata, esta puede ser la razón de la carencia de pozos en esa zona.

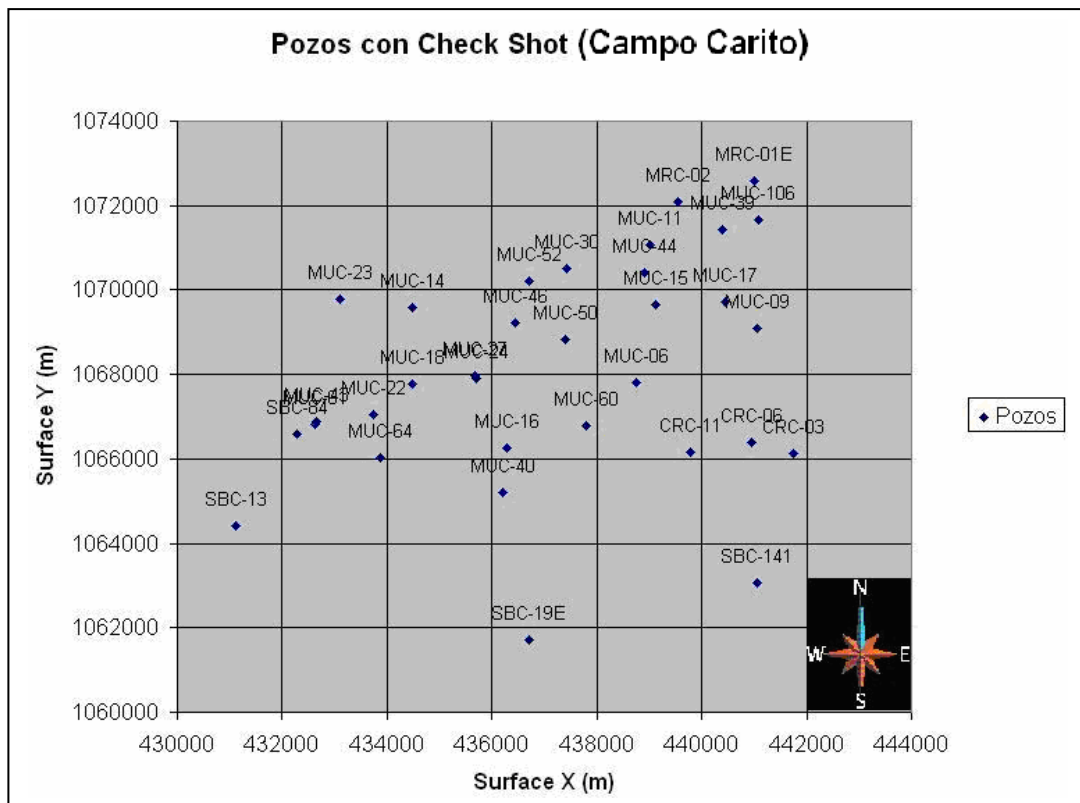


Figura 21. Pozos con “check shot” en el área de estudio.

Los disparos de verificación son suficientes para realizar el modelo de velocidades interválicas, sin embargo, se necesita un muestreo extenso de los “check shots” para la realización de un modelo robusto y confiable.

Los disparos de verificación miden el tiempo de la primera llegada de la onda a una profundidad conocida y mediante correcciones de profundidad y cálculos se puede obtener la velocidad de intervalo entre dos niveles de “check shot”. La velocidad de intervalo se deriva de los disparos de verificación mediante la fórmula de Dix o utilizando la profundidad vertical medida desde el SRD (Seismic Reference Datum) que generalmente es el nivel del mar y el tiempo de viaje vertical desde el SRD.

| Nombre pozo | Profundidad KB (pies) | Profundidad vertical (pies) | Tiempo de viaje vertical (ms) | Velocidad de intervalo (pies/s) |
|-------------|-----------------------|-----------------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| MUC-44 | 1300 | 610 | 94 | |
| MUC-44 | 3400 | 2705 | 377 | 7383 |
| MUC-44 | 4000 | 3304 | 451 | 8156 |
| MUC-44 | 5500 | 4804 | 640 | 7929 |
| MUC-44 | 6300 | 5604 | 739 | 8113 |
| MUC-44 | 7000 | 6304 | 821 | 8455 |
| MUC-44 | 7850 | 7154 | 919 | 8730 |
| MUC-44 | 9500 | 8803 | 1107 | 8748 |
| MUC-44 | 10050 | 9353 | 1166 | 9414 |
| MUC-44 | 10870 | 10173 | 1250 | 9780 |
| MUC-44 | 11650 | 10952 | 1329 | 9863 |
| MUC-44 | 12550 | 11851 | 1415 | 10395 |

En la tabla 1 vemos los datos del disparo de verificación del pozo MUC-44, la velocidad interválica es derivada de la profundidad vertical y el tiempo de viaje vertical de la siguiente manera:

$$V_{int} = (Pr ofVert2 - Pr ofVert1)/(TViaje2 - TViaje1) \quad (4.1)$$

Donde:

Vint es la velocidad de intervalo

ProfVert2 es la profundidad vertical mayor.

ProfVert1 es la profundidad vertical menor.

TViaje2 es el tiempo de viaje hasta la *ProfVert2*.

Tviaje1 es el tiempo de viaje hasta la *ProfVert1*.

Se calcula entre dos capas seguidas y se asigna el valor de la velocidad intervállica a la profundidad mayor de las involucradas en el cálculo.

La profundidad vertical se obtiene corrigiendo la profundidad medida desde el “kelly bushing” con el ángulo que forma la fuente el pozo y los receptores dentro del pozo como se ve en la figura 17.

Por otra parte los registros sínicos presentan una mayor densidad de muestreo en sus mediciones que los disparos de verificación sísmica debido a la alta resolución de la herramienta sínica y a la frecuencia de muestreo que mide la diferencia de tiempo en que la onda viaja a lo largo de un pie (ft) de espesor de la formación, obteniendo así la velocidad de intervalo en cada pie de la formación. Por esta densidad de muestreo en las mediciones del registro sínico es de mucha utilidad incluirlos en la generación del modelo de velocidades

4. 2. 2 Registros sínicos

Los registros sínicos fueron tomados de las bases de datos de los proyectos actuales de trabajo de PDVSA S. A.. En la figura 22 se observan los pozos ubicados en el horizonte sísmico Naricual Superior. Para la industria petrolera la parte de interés de los registros es la parte profunda, es decir, profundidades típicas de yacimientos (13000 pies en adelante), por este motivo muchos registros no tienen mediciones desde la parte somera, si no que empiezan más profundos, o algunos, en gran parte, presentan mediciones mal realizadas puesto que el valor de ellas está fuera del rango normal, o también mediciones recalculadas. Para el éxito de este Trabajo Especial de Grado, se necesitan registros donde la herramienta haya realizado

4. 3 Control de calidad de los registros de todos los pozos presentes en el área de estudio.

Como fue mencionado anteriormente, la industria petrolera tiene especial interés en los datos y mediciones a profundidades de yacimientos, con menor número de mediciones a profundidades someras e intermedias, por este motivo es necesario realizar un control de calidad para evitar que pozos con mediciones incompletas, malas mediciones de la herramienta, etc., puedan ser confundidas con anomalías geológicas de la zona.

Cuando se sospecha la presencia de una anomalía, debido a una medición que aún se encuentra en unos valores un poco fuera de los rangos normales, se verifica examinando otro registro en el pozo, como el gamma ray, de esta forma descartamos que sea una anomalía y afirmamos que hay un error en la medición de la herramienta.

Los disparos de verificación sísmica no presentan problemas por dispersión de datos como el registro sísmico, debido a que el volumen de datos que se maneja es mucho menor. El problema con los disparos de verificación se presenta cuando hay datos incompletos en los reportes, o cuando se presenta alguna medición que se sospecha fuera de lo normal, por ejemplo en el pozo MUC-11 el punto resaltado presenta una velocidad muy alta para la profundidad que tiene, por lo tanto estos puntos que presentan valores fuera de la tendencia normal son eliminados o no tomados en cuenta al momento de realizar las regresiones lineales. En la figura 23 se puede ver el punto anómalo encerrado en el círculo rojo en este disparo de verificación.

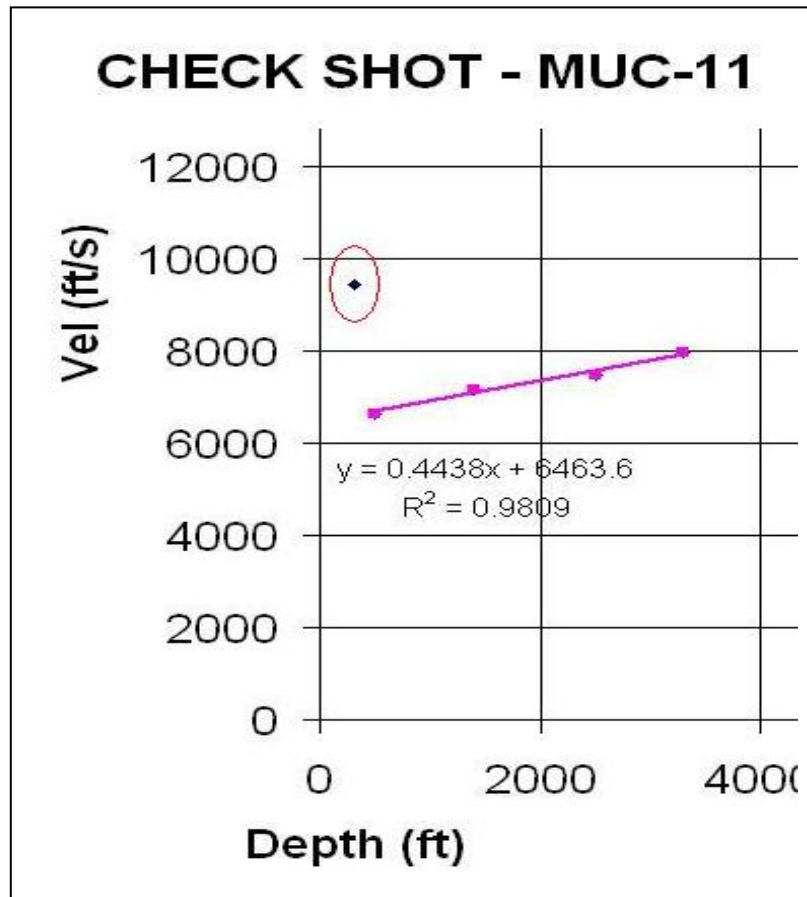


Figura 23. Punto anómalo en “check shot” del pozo MUC-11

Por otra parte, la resolución del registro sónico es alta, hay mediciones cada 0.5 pies, sin embargo la escala es reducida a 1 pie, para tener menor volumen de datos a la hora de los análisis. Sumado a esto el registro sónico presenta variaciones considerables de velocidad en cambios mínimos de profundidad en la curva, producto de esta alta resolución, como lo podemos ver en la figura 24. Para estos análisis se utilizó la hoja de cálculo de Microsoft Excel 97.

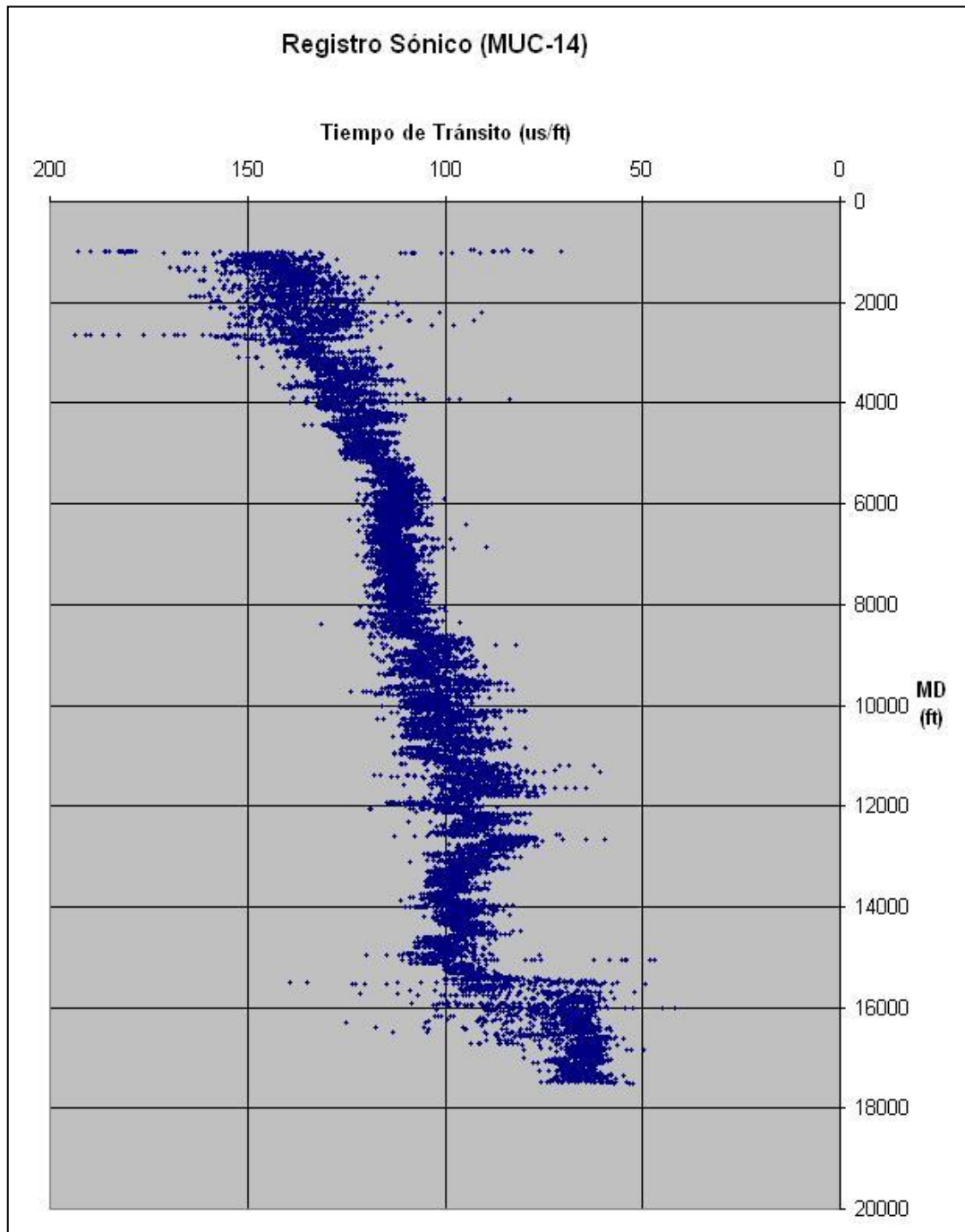


Figura 24. Registro sónico del pozo MUC-14.

Como las unidades del registro sónico vienen dadas en tiempo de tránsito ($\mu\text{s}/\text{pie}$), se realiza una sencilla conversión de las medidas para poder obtener los valores de velocidad en pies/s . La fórmula para la conversión la podemos ver a continuación:

$$V_{int} = 10^6 * (\Delta t)^{-1} \quad (4.2)$$

donde V_{int} es la velocidad de intervalo y Δt el “tiempo” de tránsito.

Para la determinación de este muestreo se tomó en cuenta que el pozo presente mediciones desde la parte somera (0 pies) hasta los niveles de yacimientos (14000 pies o más); o bien que se pueda observar marcadamente la tendencia de velocidades en un intervalo que sea representativo. Para el estudio de las curvas se considera una aproximación lineal en los intervalos donde se vea una tendencia marcada y finalizará donde se presente el cambio de tendencia. Las curvas de velocidad obtenidas a partir de los registros sónicos que se tienen, presentan las mediciones cada pie (ft) de profundidad, como podemos ver en la figura 25, como las curvas presentan datos muy dispersos es necesario realizar un “suavizado” de la curva utilizando la mediana cada 300 datos del registro original.

La mediana es una función estadística la cual ordena una cierta cantidad de datos, en este caso 300, los ordena de menor a mayor y toma el valor central de este grupo ordenado en forma creciente, en caso de ser una muestra impar; y si es una muestra par toma la media de los dos valores centrales. De esta forma se disminuyen (suaviza) la gráfica original que presenta picos en sus datos. En la figura 26 se puede ver las medianas aplicadas cada 100, 200, 300 y 400 datos a un pozo ubicado en el área de estudio, la serie “sónico” en turquesa, presenta además de dispersión, puntos aislados, esto es producto de mediciones mal realizadas, por ejemplo mediciones de velocidad que sobrepasan los diez mil pies/s en zonas someras, se puede notar que

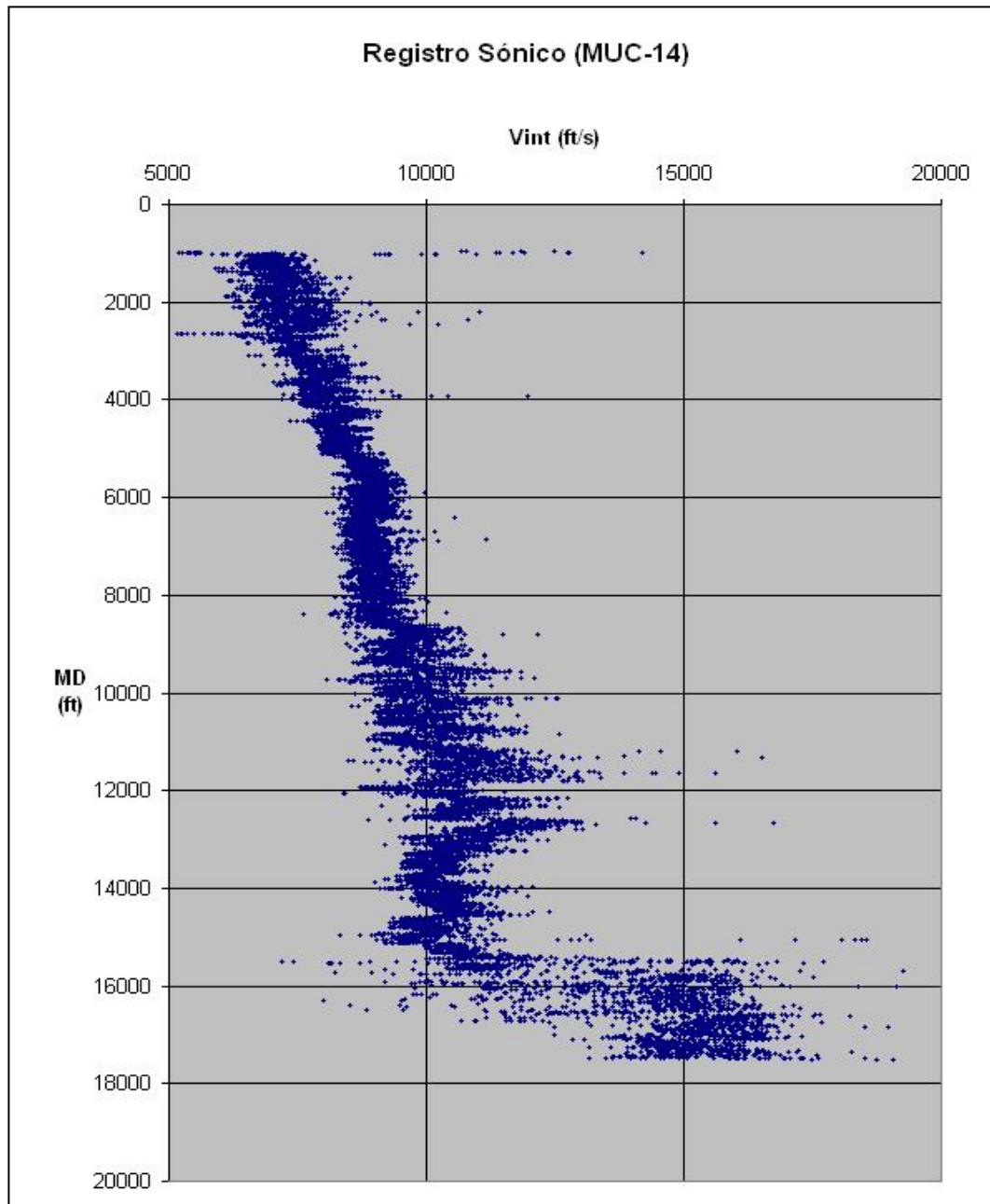


Figura 25. Curva de velocidad del pozo MUC-14.

con la mediana 100 y 200 aún se mantienen las zonas con picos abruptos mientras que con la mediana 300 se disminuyen estos picos sin necesidad de perder el detalle de ellos. La aplicación de la mediana se realizará a todos los registros sísmicos utilizados en este trabajo, de esta forma garantizaremos datos que sigan un patrón

común entre los datos cercanos y así evitar el problema de tener variaciones extremas de velocidad en cambios mínimos de profundidad.

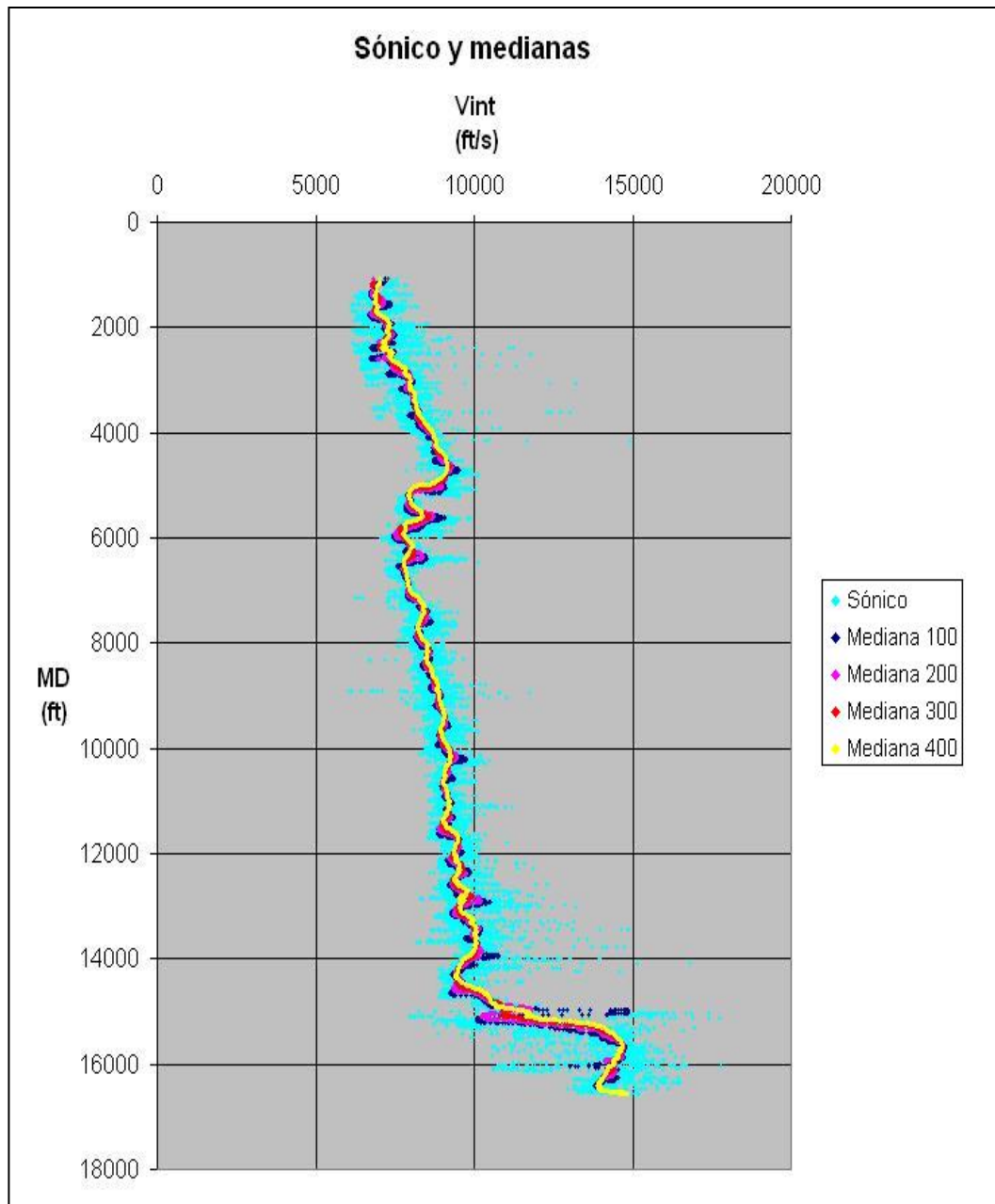


Figura 26. Aplicación de la mediana a un pozo del área de estudio.

Con la aplicación de la mediana disminuimos la dispersión del registro y los puntos aislados producto de mediciones incorrectas y ruido; de esta manera se facilita la determinación de las tendencias para poder realizar el ajuste de mínimos cuadrados por cada paquete identificado, como lo podemos ver en la figura 27.

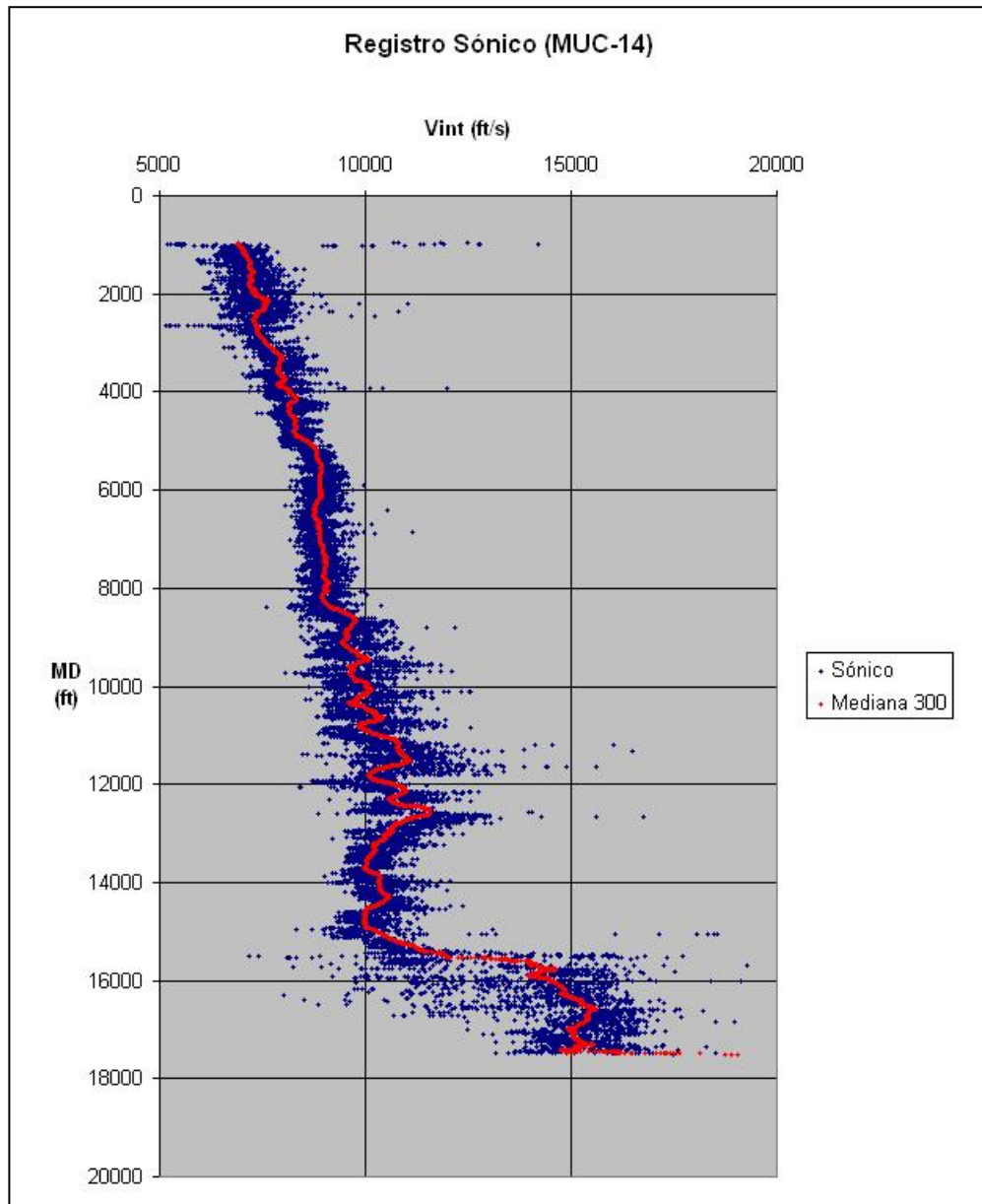


Figura 27. Disminución de la dispersión en la curva de velocidad del pozo MUC-14

La combinación de los registros sínicos y los disparos de verificación, ayudan a corroborar la validez de los datos recopilados, en la figura 28 se observa el pozo MUC-14 con registro sínico y “check shot”,

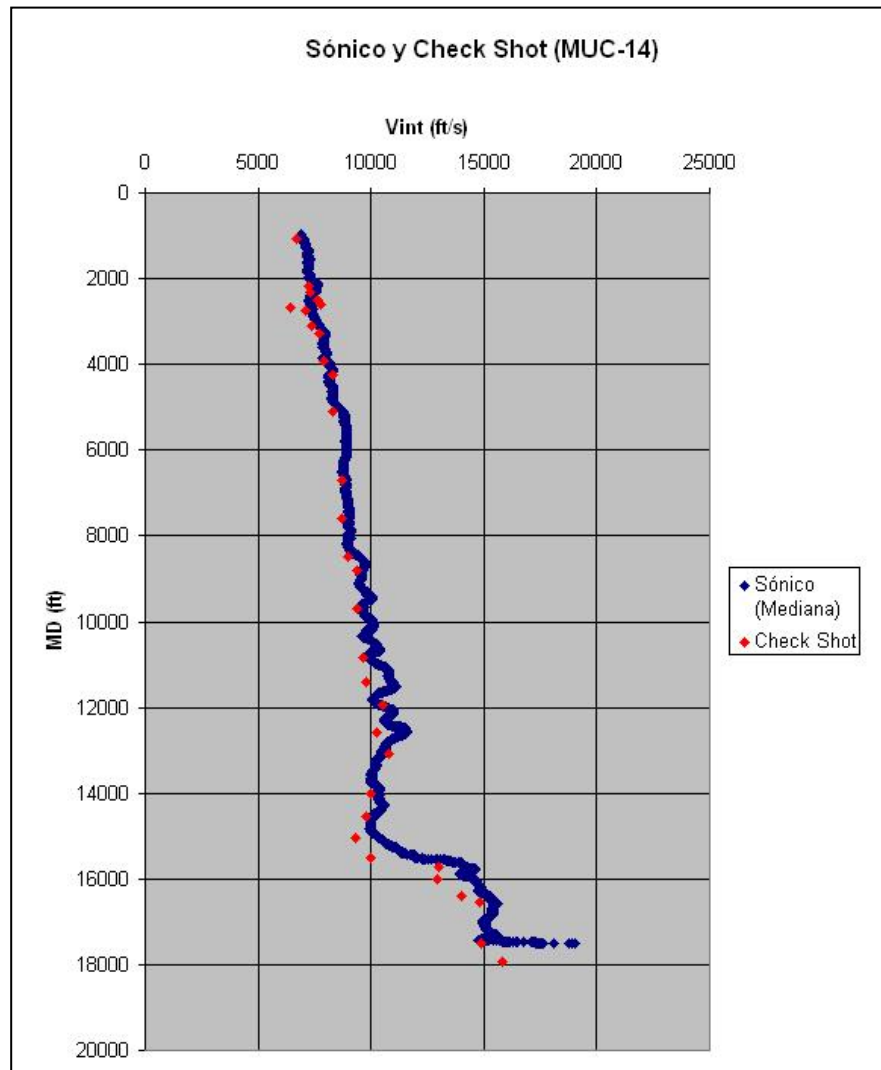


Figura 28. Registro sínico y “check shot” del pozo MUC-14

nótese que los puntos de “check shot” en su mayoría tienen la misma trayectoria o tendencia de los puntos del registro sínico, eventualmente coinciden, lo que nos garantiza que las medidas son confiables.

Adicionalmente, los disparos de verificación nos muestran información donde la herramienta sónica falló o simplemente donde la herramienta no fue corrida, la figura 29 muestra un pozo donde el registro sónico presenta inconvenientes, probablemente algún problema durante la medición impidió tener lecturas; se puede observar que los disparos de verificación midieron donde la herramienta sónica falló.

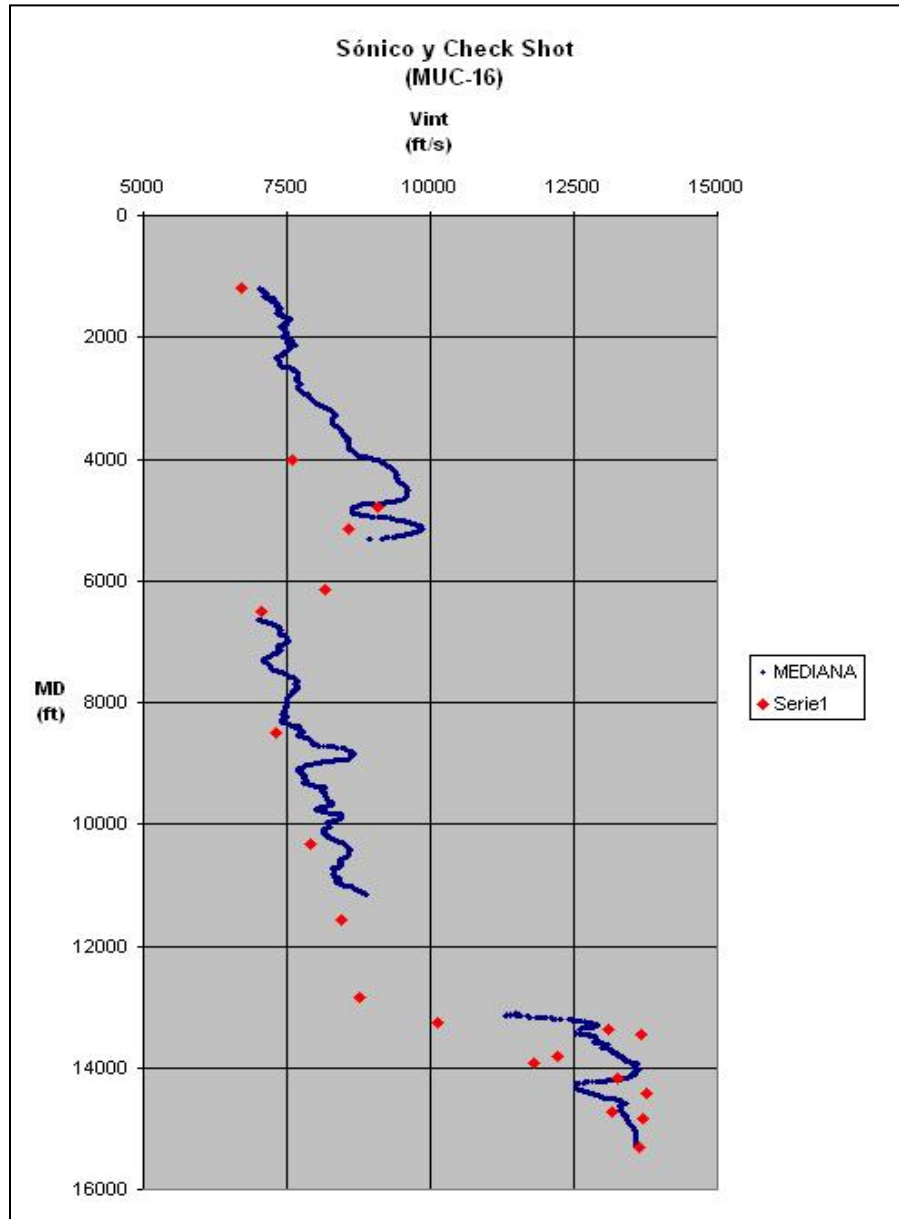


Figura 29. Registro sónico y “check shot” del pozo MUC-16.

4.4 Identificación de las tendencias verticales del registro sísmico y “check shot”.

Una vez disminuida la dispersión del registro sísmico con la mediana, el procedimiento es el mismo para el “check shot” y el sísmico. En la figura 28, se puede ver la curva del registro sísmico y el “check shot”, y se puede definir sectores de la curva como comportamiento lineal tanto en el sísmico como en el “check shot”, de aquí se realiza una regresión por mínimos cuadrados a cada sector definido por capas y se estima la ecuación con la cual puede ser modelada la velocidad de cada capa.

El R^2 es un criterio de valoración de la capacidad de explicación de los modelos de regresión, y representa el porcentaje de la varianza justificado por la variable independiente. Se puede interpretar como el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson entre las variables dependientes e independientes, o también como el cuadrado del coeficiente de correlación entre los valores reales de una variable y sus estimaciones. Si todas las observaciones están en la línea de regresión, el valor de R^2 es 1, y si no hay relación lineal entre las variables dependiente e independiente, el valor de R^2 es 0. El coeficiente R^2 es una medida de la relación lineal entre dos variables. A medida que su valor es mayor, el ajuste de la recta a los datos es mejor, puesto que la variación explicada es mayor; así, el desajuste provocado por la sustitución de los valores observados por los predichos es menor. (Dolado, 1999)

Estadísticamente un coeficiente de correlación por encima de 0.7 para un ajuste lineal, es una regresión aceptable, por este motivo podemos asignar la ecuación de velocidad en función de la profundidad al sector definido por la tendencia que estamos estudiando, cuando tengamos un coeficiente R^2 mayor o igual a 0.7.

4.5 Modelo de velocidades

El modelo de velocidades interválicas se realizó en “GOCAD”, que es un paquete de la compañía “PARADIGM”, los pasos para la realización del modelo se describen a continuación.

4.5.1 Carga de datos

Se cargaron inicialmente las desviaciones, y las velocidades interválicas de todos los pozos en el área de estudio. La desviación del pozo se refiere a la diferencia de la coordenada del pozo en profundidad con respecto a la coordenada de superficie del pozo. Generalmente cuando el pozo penetra a ciertas profundidades, éste se desvía de la trayectoria vertical, como se muestra en la figura 29, esto es causado por la dureza de la litología de la formación que se está perforando y junto con esto la profundidad dificulta controlar la dirección en la que se perfora.

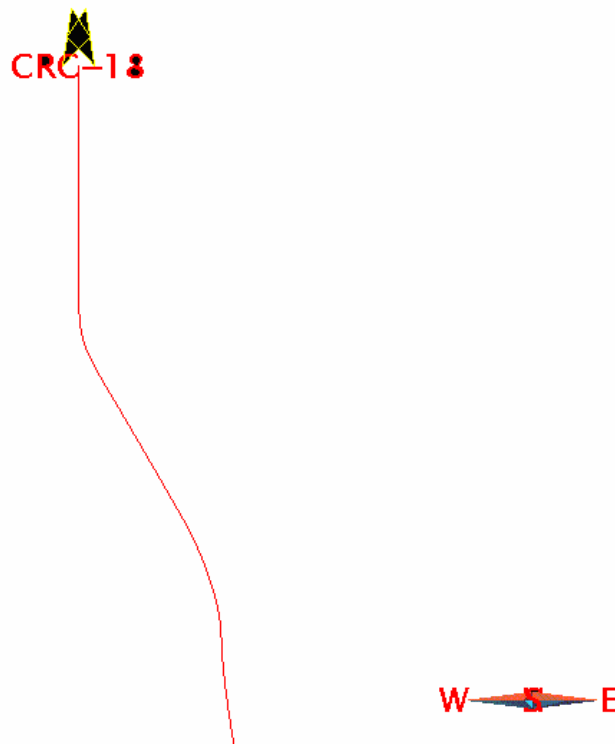


Figura 29. Desviación del pozo CRC-18 visto desde el ambiente de “GOCAD”.

Para las velocidades intervállicas se cargaron los datos provenientes de los registros sónicos y de los “check shot” en propiedades distintas por cada pozo. Para la creación del modelo, se diseñó un guión o “script”, el cual es un algoritmo que sigue las reglas típicas de la programación para crear la variable “Vin_final” la cual es definida como la velocidad intervállica proveniente del registro sónico, cuando el pozo la tenga, y si no se tiene, se utilizará la velocidad intervállica proveniente del “check shot”. Esta nueva propiedad le da preferencia al registro sónico en el caso que el pozo tenga las dos velocidades (provenientes del sónico o “check shot”) debido a la mayor densidad de muestreo del registro sónico. Estas velocidades vienen dadas en pie/s . En la figura 30 se muestra un pozo del área de estudio con la curva de velocidad por sónico, “check shot” y la velocidad final derivada de las anteriores.

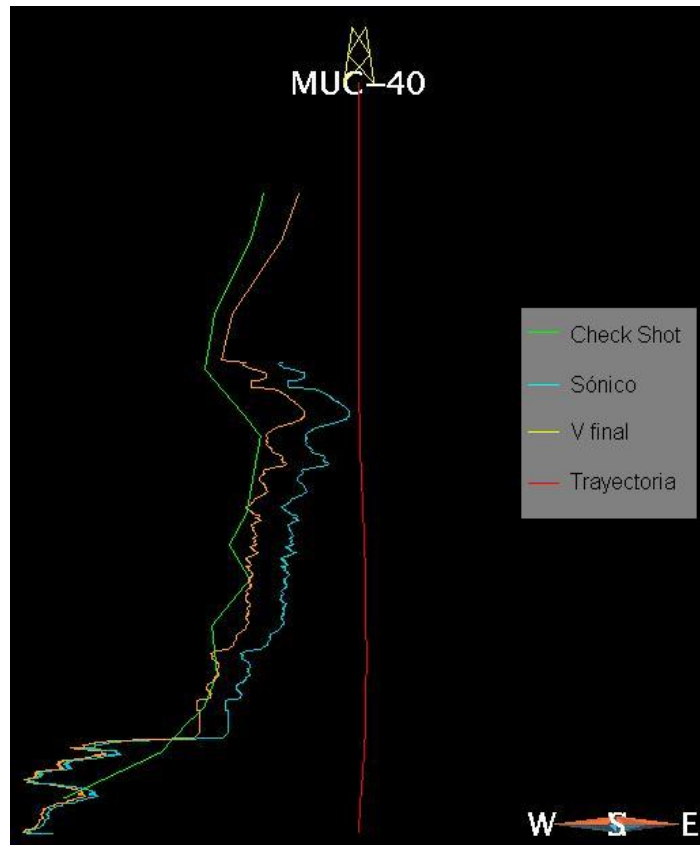


Figura 30. Propiedades del pozo MUC – 40. Visto desde el ambiente de “GOCAD”.

4.5.2 Definición de la malla 3D o “VOXET”

El “VOXET” de trabajo (figura 31), es la región en el espacio definida de tal forma que contenga la zona donde se encuentran los pozos, y donde se quiere crear el cubo de velocidades interválicas, se define mediante coordenadas UTM, y a la vez el “VOXET” contiene celdas de dimensiones definidas por el usuario en los tres ejes del espacio. El “VOXET” contiene propiedades que son creadas a partir de los datos de pozos y además, regiones que se pueden definir desde la estratigrafía de la zona o superficies creadas previamente desde horizontes sísmicos o marcadores en los datos de pozos.

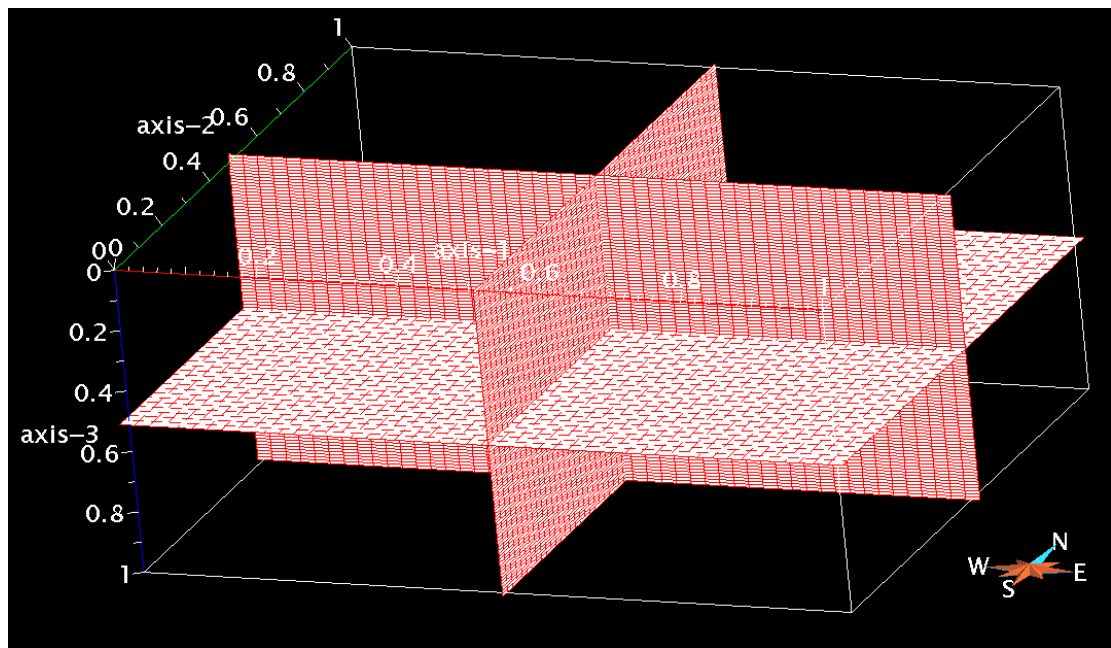


Figura 31. “VOXET” de trabajo visto desde el ambiente de “GOCAD”.

Existe también lo que se conoce como “SGRID”, que es similar al “VOXET”, sólo que a las superficies del “SGRID” se le puede asignar inclinaciones dependiendo de la estratigrafía, esto es ideal cuando se quiere respetar las capas definidas por la sedimentología de la zona, sin embargo la velocidad no depende en mayor proporción de la sedimentología si no de la profundidad, es decir a mayor profundidad la velocidad aumenta y por esta razón se emplea el “VOXET”.

4.5.3 Superficies del área de estudio.

Por los estudios preliminares de los registros sísmicos y “check shot” se sabe que existen tres capas en el área de trabajo, definidas en principio por los cambios de tendencia en los registros. Se había dicho que estos cambios podían ser asociados a los cambios litológicos de las formaciones presentes en la zona, estos cambios los definimos como una propiedad de cada pozo y se llamaron marcador de Carapita y marcador de yacimiento. Cada uno de estos marcadores define una región en los pozos, que se denominaron Somero, Carapita y Yacimiento.

A partir de los marcadores definidos en los pozos se pueden generar las superficies de interés. También se pueden crear las superficies cargando como datos, los horizontes interpretados desde la plataforma “Geoframe” y se hace una interpolación y extrapolación independientemente de la fuente. En cualquiera que sea la fuente inicial de la nueva superficie creada, ésta podrá ser ajustada a la fuente no usada y de esta manera tener una superficie que honre tanto los horizontes obtenidos de la sísmica como los marcadores definidos por cada pozo.

Estas superficies generadas deben ser de mayor área que el “VOXET” de trabajo y tienen la finalidad de definir las regiones dentro del “VOXET”, las cuales se utilizarán para modelar sólo en las regiones escogidas y usando las propiedades encontradas en los pozos para cada región a partir de los registros de velocidades.

De esta manera discriminamos las tendencias de velocidades para cada región definida desde las superficies que están asociadas a los marcadores dados por los pozos y a las interpretaciones de horizontes provenientes de la sísmica los cuales contienen los topes de formación y las fallas de la zona.

4.5.4 Propagación de datos.

Una vez que todos los parámetros anteriores han sido definidos, se realiza la propagación de las propiedades por regiones, empleando como variable principal las velocidades interválicas provenientes de los datos de pozos y como variable secundaria la velocidad interválica calculada por cada región partiendo de la ecuación definida en el análisis de las tendencias en los registros de pozos, sísmico y “check

shot”. Para realizar la interpolación existes diferentes métodos, algunos de ellos son DSI (discrete smooth interpolation) y el “co-kriging”, métodos usados para respetar la geoestadística y el uso de cada uno depende inicialmente de las variables usadas como entrada en la propagación.

El DSI realiza una propagación en todo el área y solo emplea una variable a la vez que en nuestro caso es la velocidad interválica definida por los datos reales de los pozos.

El “co-kriging” es una variación del “kriging” simple que emplea una variable principal tomando en cuenta el peso de ésta espacialmente y cuando la variable principal no esté presente o esté alejada de la zona emplea la variable secundaria y un variograma de los datos. Este método será el empleado fundamentalmente cuando se tenga por región la propiedad dada por los pozos y la propiedad proveniente del cálculo por la ecuación lineal.

En caso de que la tendencia no exista se realizará un DSI en la región.

CAPÍTULO 5

Resultados y análisis de resultados

Del total de pozos en el campo Carito sólo 59 pozos fueron seleccionados por tener un muestreo completo en sus mediciones. En las curvas de velocidad, se puede notar que existen tres (3) tendencias principales de velocidades, las cuales parecieran tener la profundidad de topes similares entre los pozos. Con esto podemos definir tres paquetes litológicos principales, el primero que es un nivel somero que va desde cero (0) pies hasta unos cinco mil (5000) pies aproximadamente, un nivel intermedio que va desde cinco mil (5000) hasta catorce mil (14000) pies, este extenso nivel intermedio está constituido por la formación lutítica de Carapita, y luego de 14000 pies encontramos los niveles de yacimientos.

Se puede relacionar la columna estratigráfica con las tendencias obtenidas de los datos de pozos, se tiene que desde la superficie se encuentran las formaciones Mesa, Las Piedras y La Pica, las cuales se encuentran por encima del primer cambio de tendencias, cuya profundidad promedio es de 5700 pies. Este primer cambio podemos asociarlo con el tope de la formación Carapita, el segundo cambio tiene una profundidad promedio de 14300 pies, y este se puede asociar al tope de la formación Naricual. En la figura 32 se muestra un pozo del área de estudio con registro sísmico y los marcadores de topes de formación y la columna estratigráfica asociada.

Se realizaron histogramas de velocidades para cada capa definida, con la finalidad de ver las distribuciones y la frecuencia de las velocidades presentes en cada capa. De esta forma podremos ver las velocidades dominantes y el tipo de distribución presentes en las capas denominadas Somero, Carapita y Yacimiento.

Para elaborar los histogramas se eliminaron los valores del registro sísmico que son producto de malas mediciones y que estaban fuera de los rangos normales de las mediciones de sísmico, este rango va de 40 μ s/pie hasta 140 μ s/pie; fuera de este rango las medidas del sísmico se consideran producto de errores o alguna anomalía. Cuando se ve una medición anómala se visualiza otro registro que ayude a

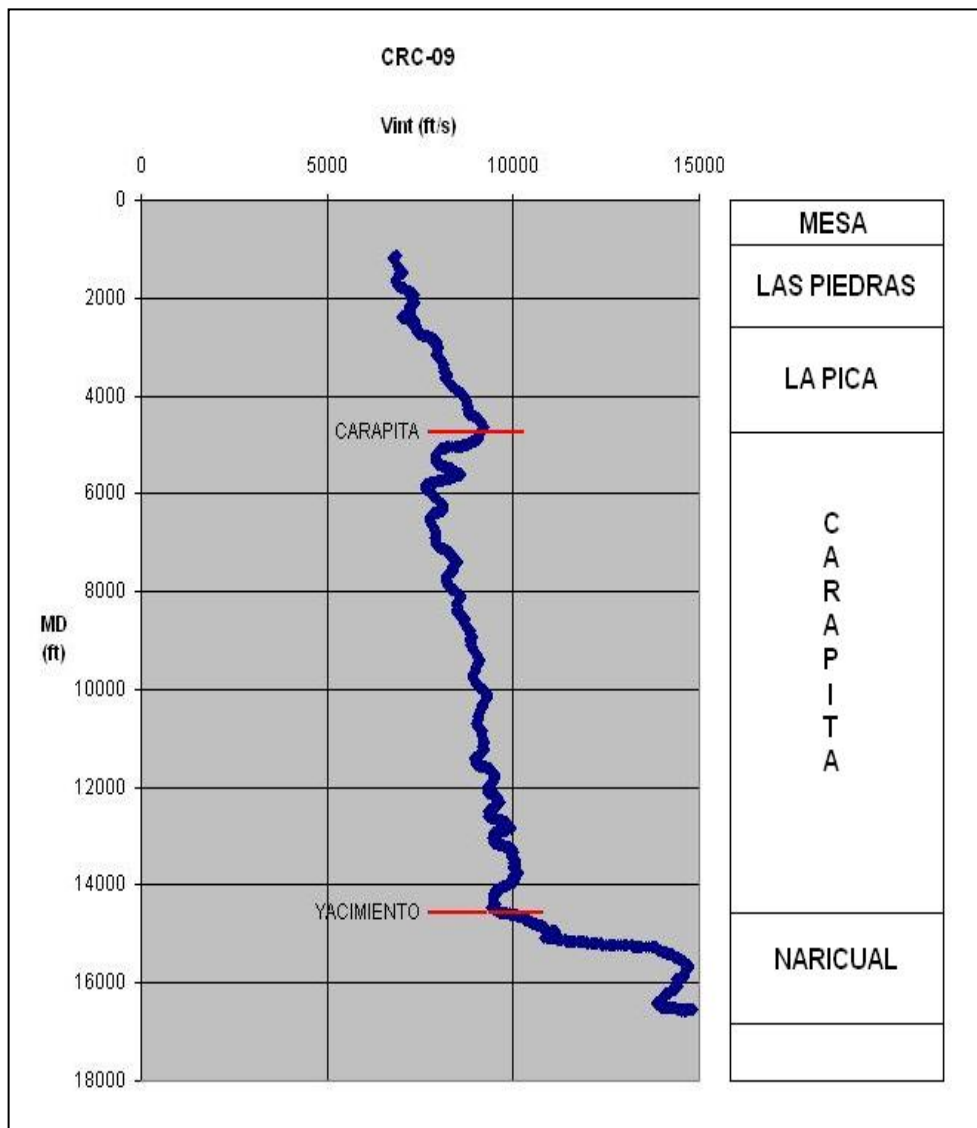


Figura 32. Pozo CRC-09 con marcadores definidos y columna estratigrafica asociada.

concluir que estas mediciones son producto de un error en la medición o producto de una anomalía en el área de estudio.

En la figura 33 podemos ver el histograma de velocidades de la capa Somera, que va desde la superficie (0 pies) hasta el tope de la formación Carapita (6000 pies aproximadamente), aquí se puede observar que existe una distribución normal en las velocidades y que la que presenta la mayor cantidad de muestras son las velocidades entre 7000 – 8000 pies/s .

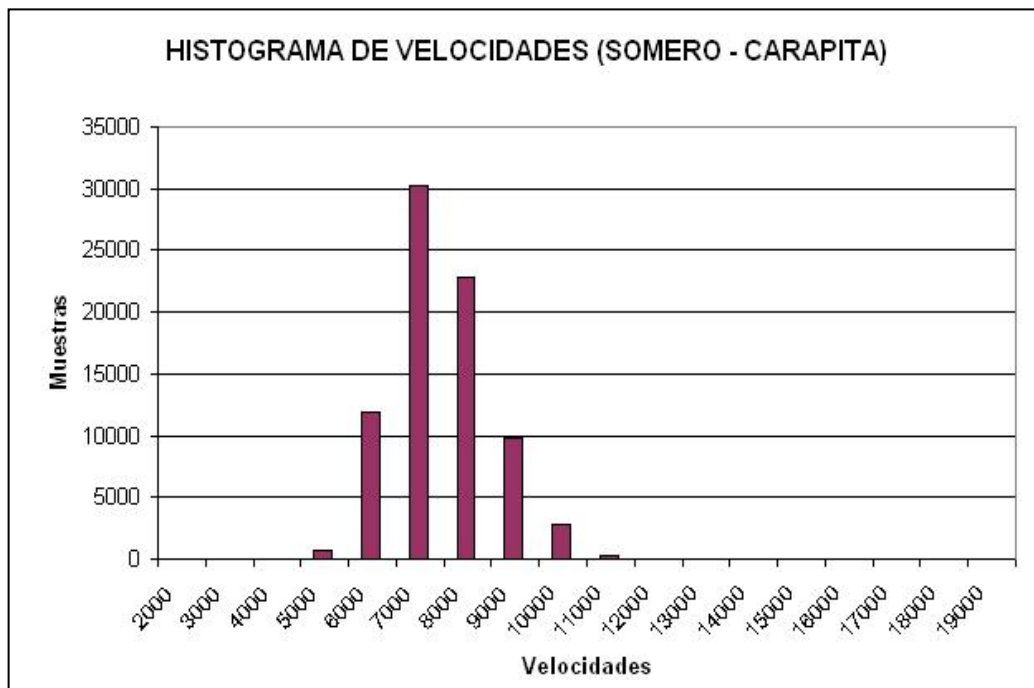


Figura 33. Histograma de velocidades que van desde la superficie hasta el tope de Carapita

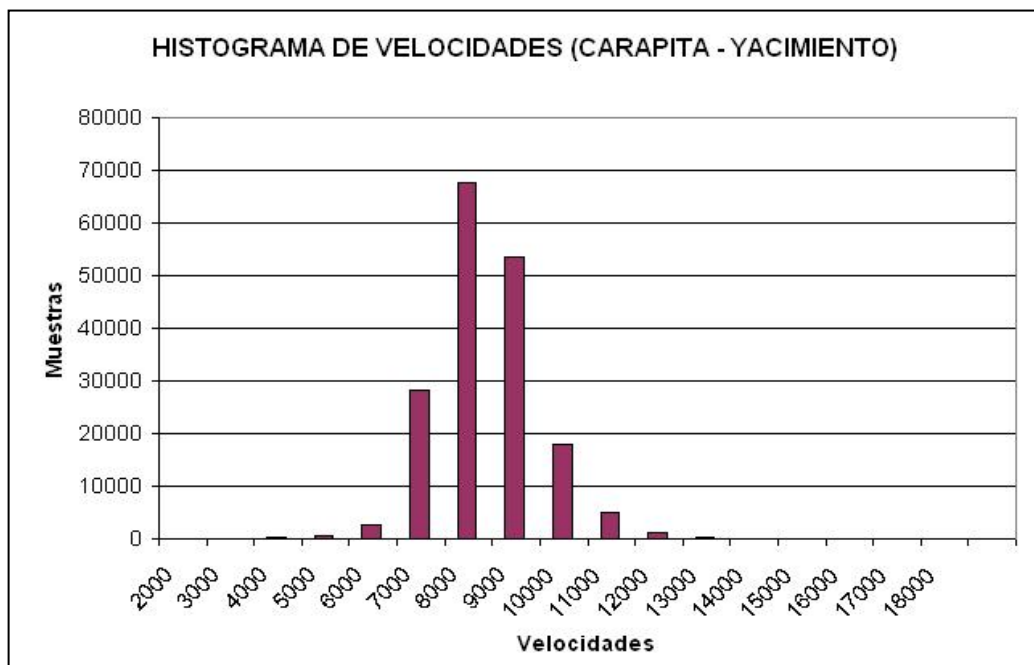


Figura 34. Histograma de velocidades tope de Carapita – tope de Yacimiento

La figura 34 muestra el histograma de velocidades de la capa Carapita donde se puede ver que hay una distribución normal con un valor promedio de 9000 pies/s, y valores que van desde los 6000 pies/s hasta los 13000 pies/s, estos son los valores normales esperados para la litología de esta capa.

En la figura 35 se observa el histograma de velocidades para la capa Yacimiento la cual pareciera tener una distribución bimodal, con valores de velocidades que van desde los 8000 pies/s hasta los 20000 pies/s, este rango tan amplio de velocidades puede crear dificultades en el resultado final para esta capa.

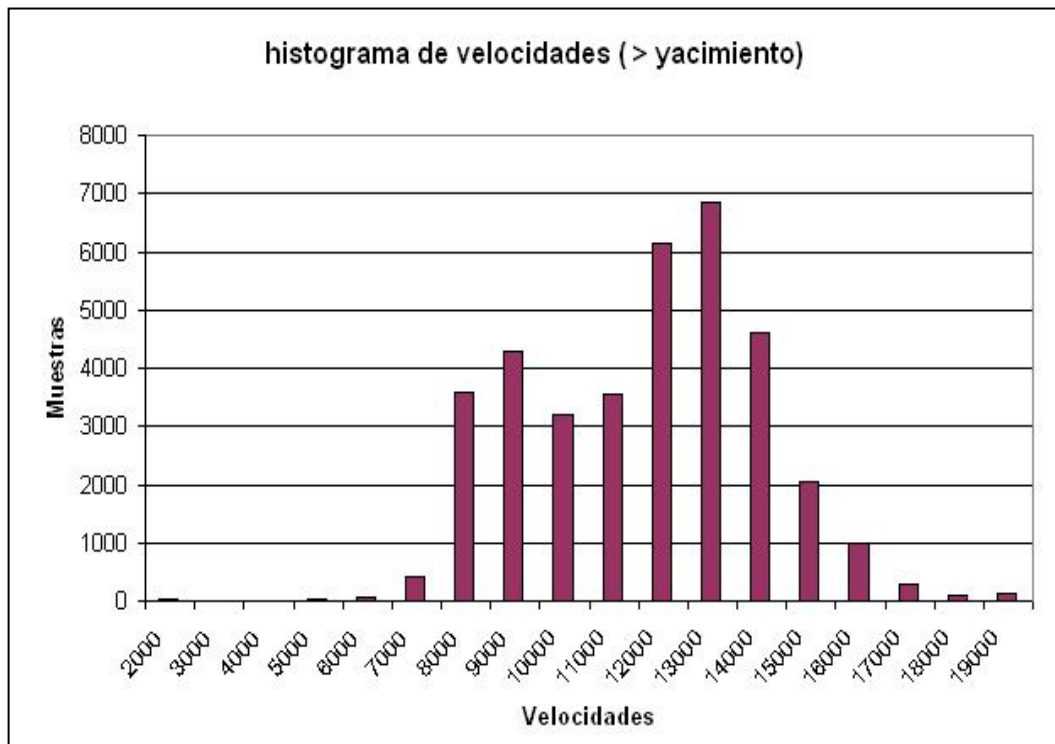


Figura 35. Histograma de velocidades desde tope de Yacimiento

5.1 Capa Somera

La primera capa la cual se denominó “Somera”, consta de aproximadamente 5000 a 6000 pies de espesor y fundamentalmente esta relacionada con las formaciones Mesa, La Pica y Las Piedras. Las tendencias obtenidas en esta capa presentan un buen ajuste lineal en su mayoría. Los “check shot” en general presentan un ajuste lineal con inferioridad numérica de puntos aislados respecto al sónico, debido a que son menores los puntos de muestreo. En la figura 36 se puede observar una curva de “check shot” típica del área de trabajo del pozo MUC-14.

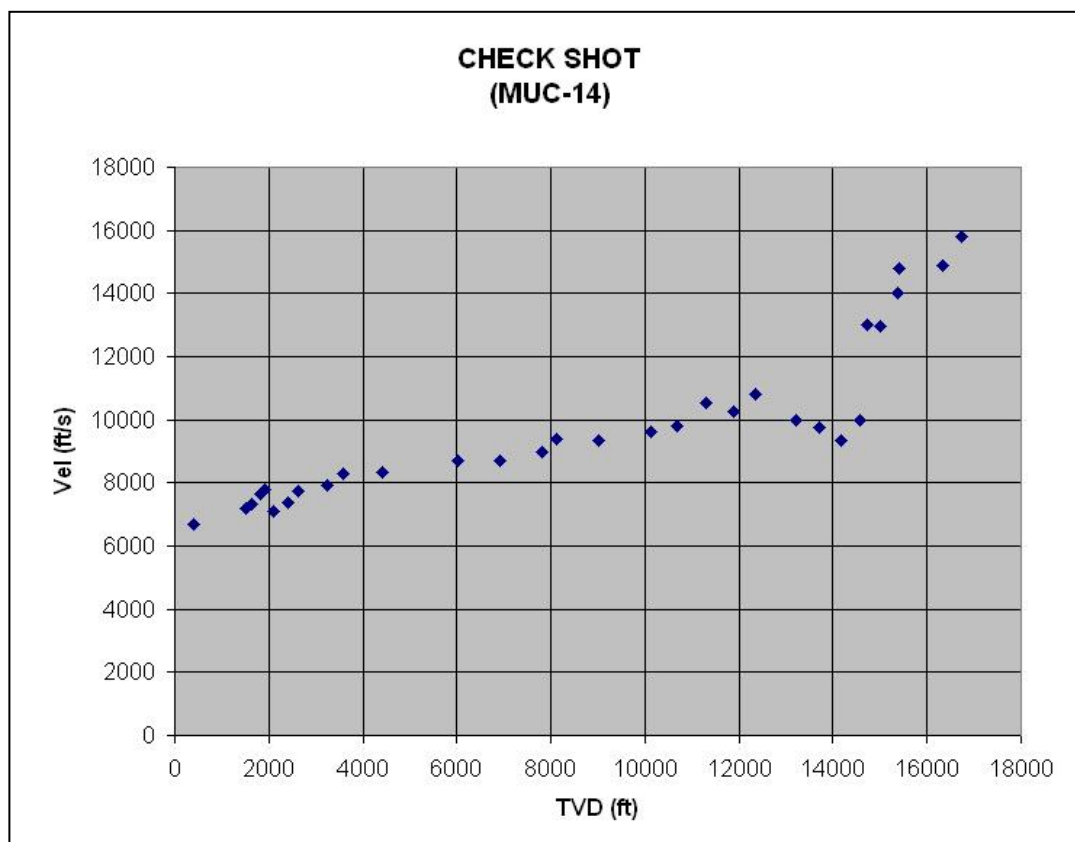


Figura 36. “Check shot” del pozo MUC-14

En la figura 37 se puede observar la tendencia lineal de la capa Somera en el pozo MUC-14, con la regresión lineal incluida

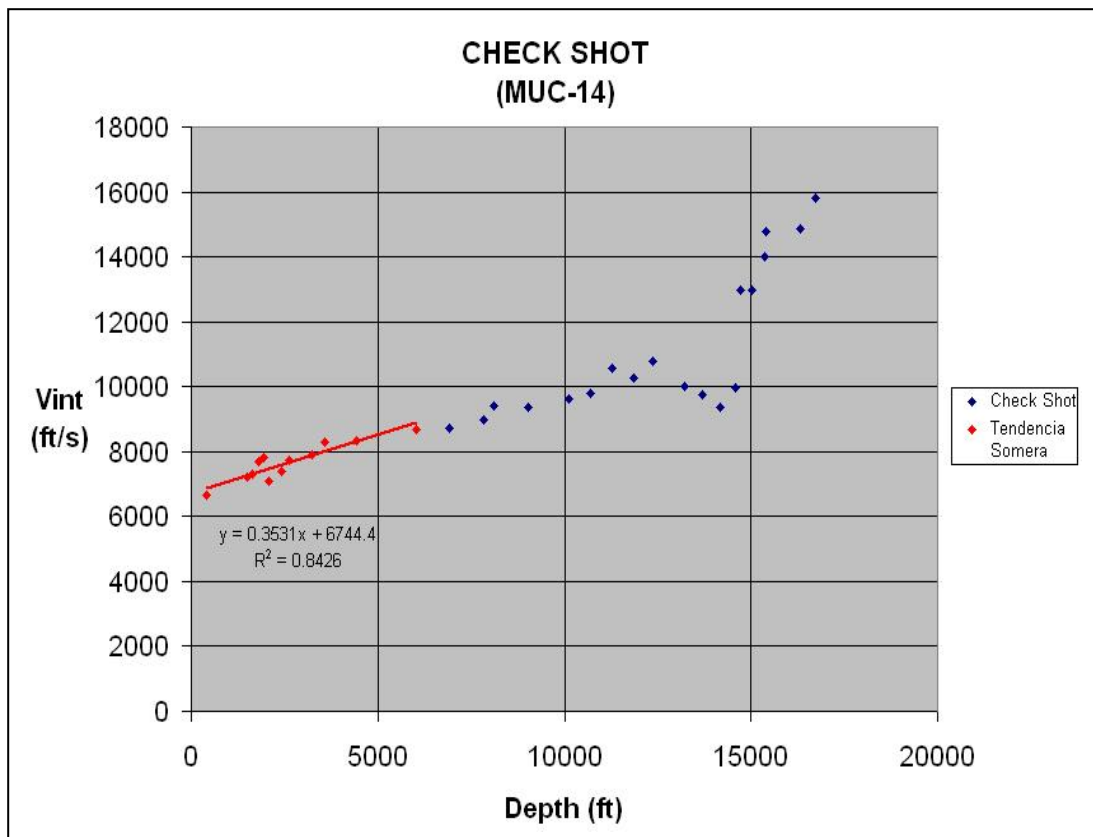


Figura 37. Regresión lineal de la capa somera en el “check shot” del pozo MUC-14.

De los 30 pozos con datos de “check shot” se puede generar una serie que contenga los datos de la capa Somera de todos estos pozos, con la finalidad de realizarle una regresión lineal y tener la ecuación que se ajuste para el modelado de esta capa. En la figura 38 se puede observar la serie que contiene los 30 pozos con datos de “check shot” de la capa somera y la respectiva regresión lineal. La serie empleada en la figura 38 se puede observar en la tabla 2.

| Tabla 2. Pozos empleados en la figura 38. | |
|---|---------|
| Nombre | Nombre |
| CRC-11 | MUC-30 |
| MRC-01E | MUC-40 |
| MRC-02 | MUC-43 |
| MUC-06 | MUC-44 |
| MUC-09 | MUC-50 |
| MUC-11 | MUC-52 |
| MUC-14 | MUC-60 |
| MUC-15 | MUC-61 |
| MUC-16 | MUC-64 |
| MUC-17 | MUC-106 |
| MUC-18 | SBC-06 |
| MUC-22 | SBC-07 |
| MUC-23 | SBC-13 |
| MUC-24 | SBC-19E |
| MUC-27 | SBC-84 |

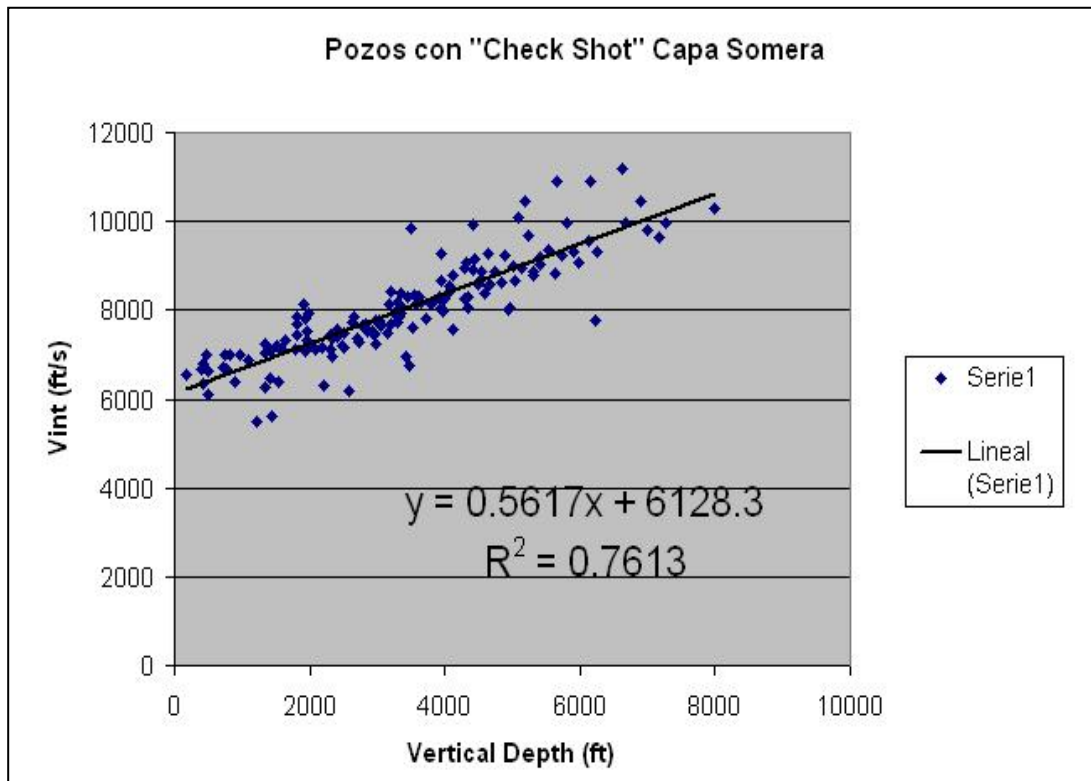


Figura 38. Ajuste final de todos los datos de "check shot" en la capa Somera.

Como resultado final de la regresión de los disparos de verificación de la capa somera del área de estudio tenemos la ecuación

$$V_{int} = 0.5617 * P + 6128.3 \quad (4.3)$$

donde V_{int} es la velocidad intervállica en pies/s y P la profundidad en pies. Esta ecuación es válida en el intervalo de profundidad 0 pies a 6000 pies aproximadamente.

En el caso de los registros sínicos la mayoría de los pozos, presentan tendencias lineales que pueden ser ajustadas a rectas. Esto implica que la capa somera puede modelarse mediante el empleo de una ecuación lineal general obtenida de todos los pozos, para la capa Somera que relacione velocidad en función de la profundidad. La figura 39 muestra una sección del pozo MUC-01E, donde se puede observar que el registro muestra una zona lineal

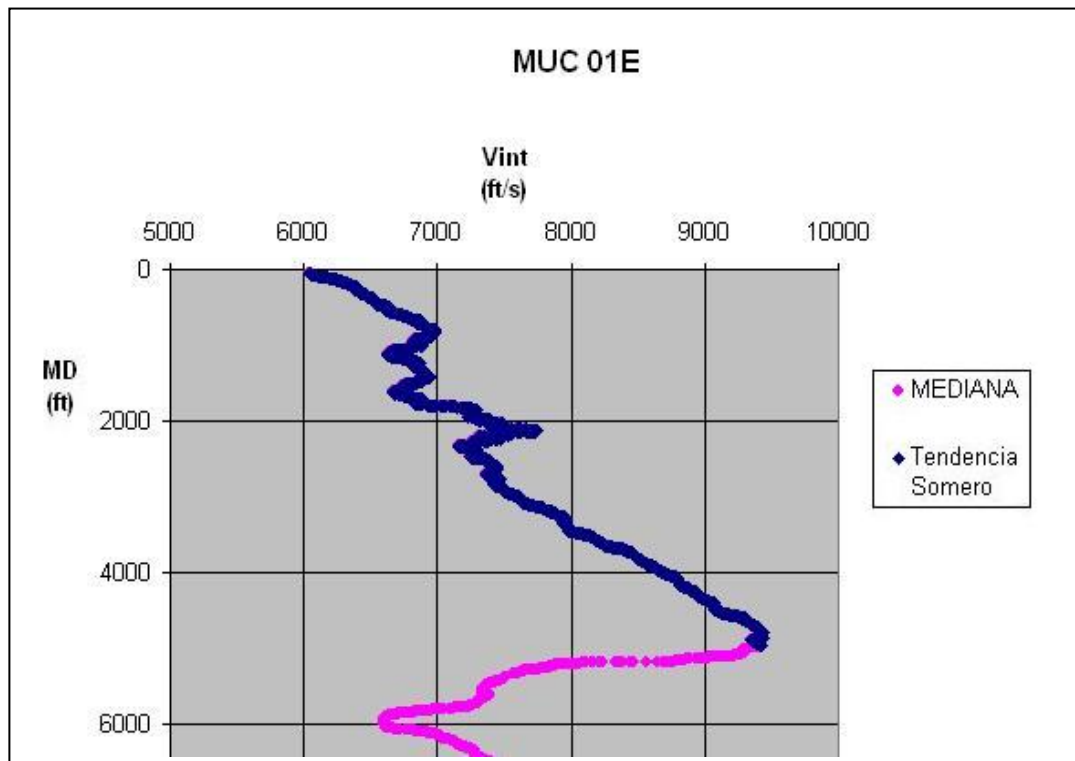


Figura 39. Tendencia lineal del registro sínico en la capa Somera del pozo MUC 01E

En la hoja de cálculo de Microsoft Excel 97, se grafican tres series las cuales contienen todos los registros sónicos con datos de la capa Somera. A cada uno se le realiza una regresión lineal para obtener la ecuación de mejor ajuste a cada serie.

En la figura 40, 41 y 42 se pueden ver las series 1, 2 y 3 respectivamente, con los datos de los registros sónicos de los pozos de la tabla 3.

| Tabla 3. Pozos con tendencia en capa Somera | | | |
|---|-------|-------------|-------|
| Nombre Pozo | Serie | Nombre Pozo | Serie |
| MUC-01E | 1 | MUC-96 | 2 |
| MUC-02 | 1 | SBC-10E | 2 |
| MUC-05 | 1 | CRC-01X | 2 |
| MUC-08 | 1 | CRC-03 | 3 |
| MUC-16 | 1 | CRC-06 | 3 |
| MUC-21 | 1 | CRC-07 | 3 |
| MUC-38 | 2 | CRC-09 | 3 |
| MUC-44 | 2 | CRC-18 | 3 |
| MUC-53 | 2 | | |

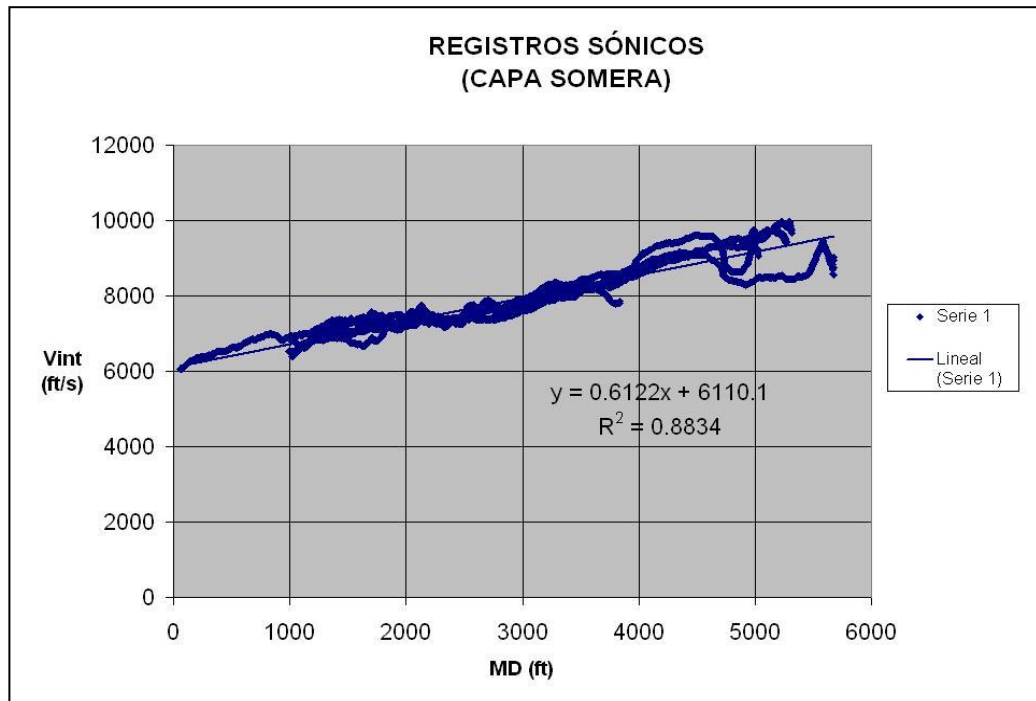


Figura 40. Ajuste lineal de serie 1

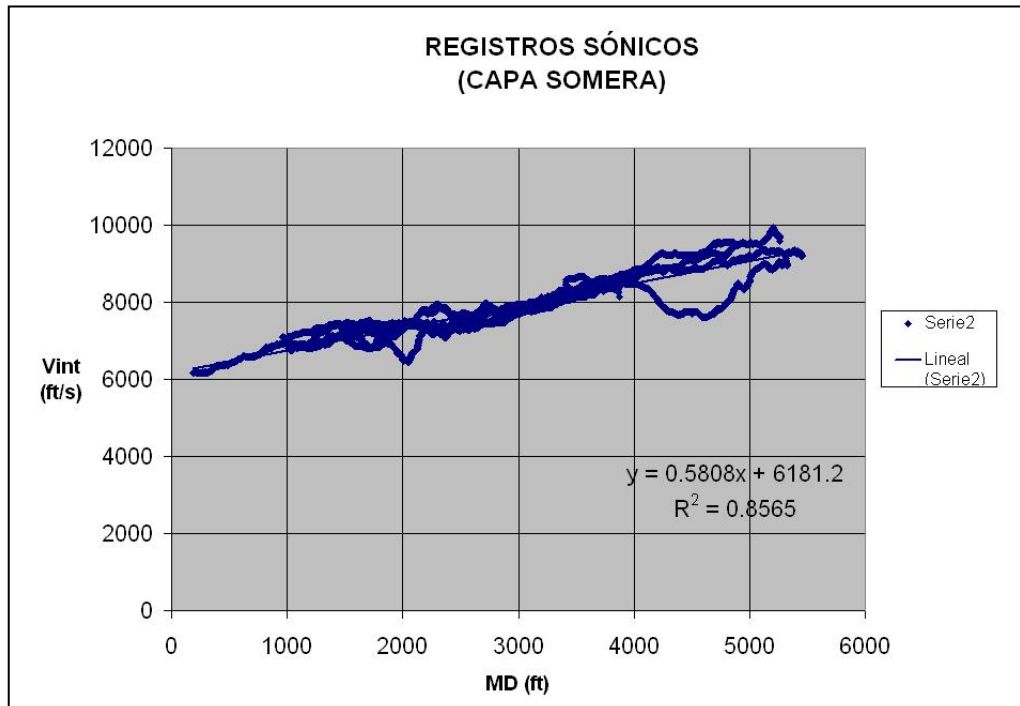


Figura 41. Ajuste lineal de serie 2

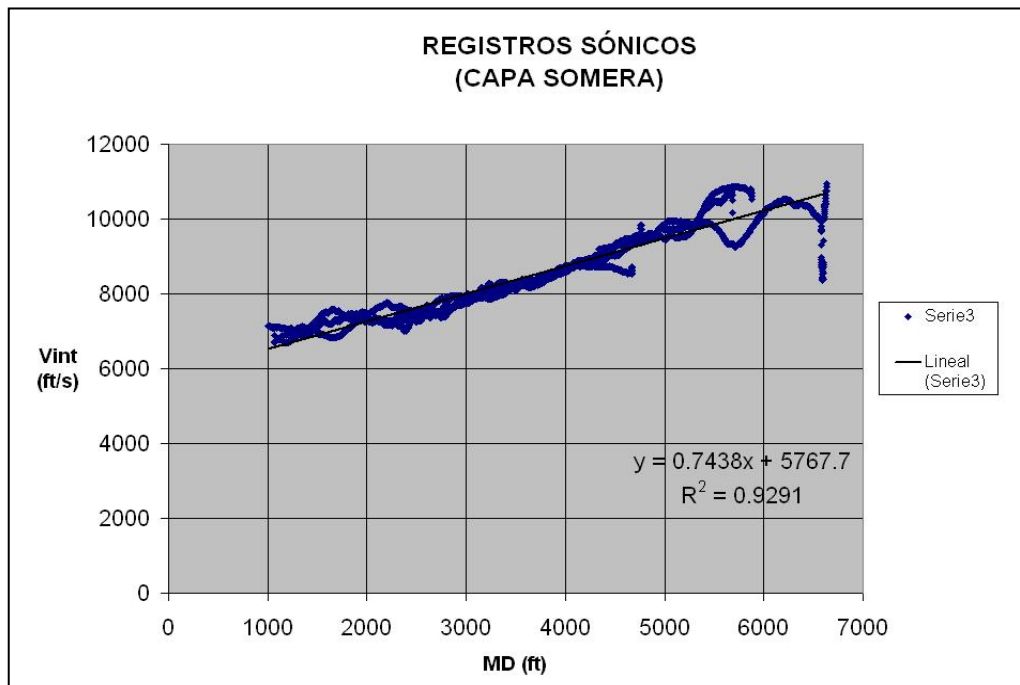


Figura 42. Ajuste lineal de serie 3.

Combinando las 3 series anteriores y sacando un promedio de las ecuaciones de las tendencias de los registros sónicos ubicadas en el paquete somero tenemos la ecuación:

$$V = 0.6456 * P + 6019.7 \quad (4.4)$$

donde V es la velocidad interválica en pies/s y P es la profundidad en pies. La ecuación es válida para el intervalo de profundidad 0 pies – 6000 pies aproximadamente. La figura 43 muestra los pozos de la tabla 3, y la recta modelo obtenida de las series anteriores.

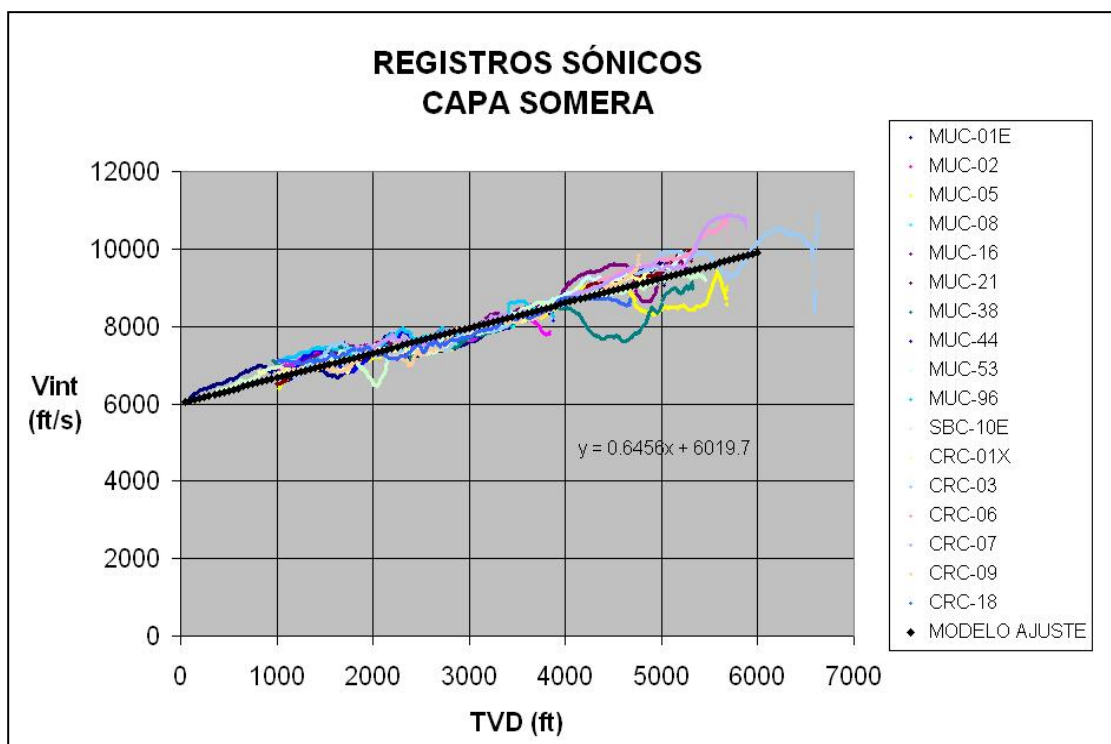


Figura 43. Ajuste final de los registros sónicos en capa Somera

Las ecuaciones derivadas del ajuste lineal de la capa Somera en el área de trabajo presentan una buena correlación de ajuste con los datos reales y la mediana, a por este motivo en el modelo de velocidades se utilizará esta ecuación para el modelado de la primera capa o capa Somera.

5.2 Capa intermedia

En la capa Carapita los disparos de verificación presentan una tendencia general lineal, y como la dispersión entre los puntos grabados no tiene tanto detalle como los registros sínicos, la regresión lineal se facilita en los “check shots”. Sin embargo se tiene un pozo (figura 44) donde se puede observar que la velocidad disminuye con la profundidad en una capa que suponemos presenta en casi su totalidad una sola litología, esto es un caso curioso y muy probablemente sea producto de que la velocidad interválica en los “check shot”, es un cálculo de los valores que esta herramienta mide empleando la ecuación 4.1.

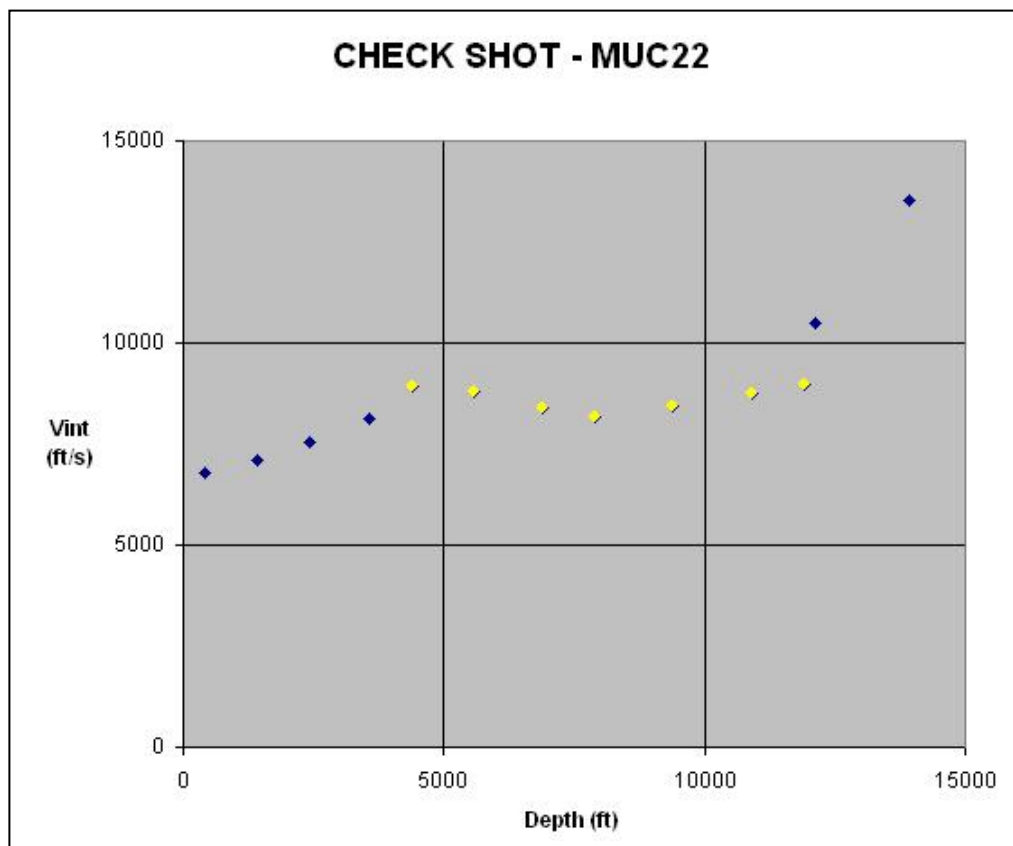


Figura 44. “Check shot” del pozo MUC-22. Los puntos amarillos muestran la tendencia Carapita, nótese la disminución de velocidad y luego el aumento.

El análisis de las tendencias de Carapita se completó realizando una regresión lineal a todas los puntos grabados de los pozos en el área de trabajo. Luego de efectuada esta regresión lineal, se obtiene la siguiente ecuación:

$$V_{\text{int}} = 0.2438 * P + 6641.7 \quad (4.6)$$

donde V_{int} es la velocidad de intervalo en pies/s y P es la profundidad en pies. La ecuación es válida para el intervalo que va desde 5000 pies hasta 15000 pies aproximadamente.

En la figura 45 se puede observar la ecuación 4.6 sobre los puntos grabados de “check shot” para Carapita, el ajuste R^2 de esta ecuación arrojó un valor de 0.5338. Es una correlación por debajo del ajuste requerido, pero debido a la complejidad de la capa es el mejor ajuste que se puede obtener mediante una ecuación de primer grado. La ecuación de segundo grado no mejoró la correlación. Por este motivo se implementará una estrategia diferente al modelado con una sola ecuación

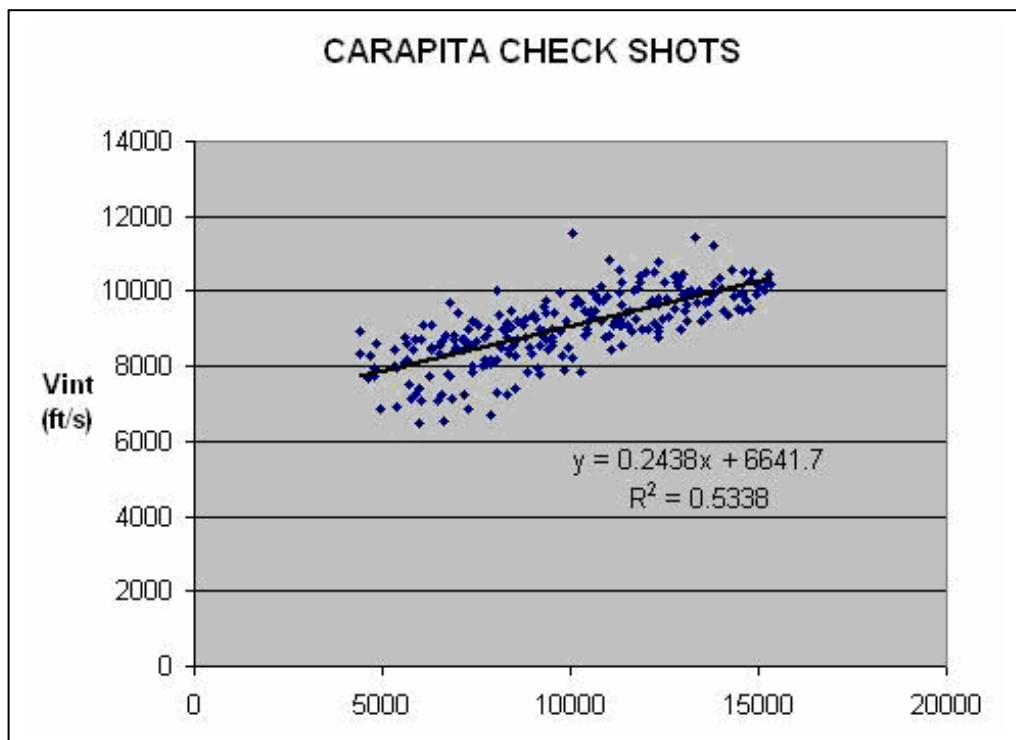


Figura 45. Ajuste final de “check shots” de la capa Carapita en el área de trabajo.

La capa intermedia se relaciona totalmente con la formación Carapita, la cual tiene aproximadamente 9000 pies de espesor, y particularmente, las tendencias de Carapita presentan un comportamiento general lineal en los registros sónicos, aunque en algunos pozos podemos observar algunas discontinuidades e irregularidades, tales como picos en la curva cambios bruscos e intercalaciones de velocidades promedio de esta formación con velocidades menores.

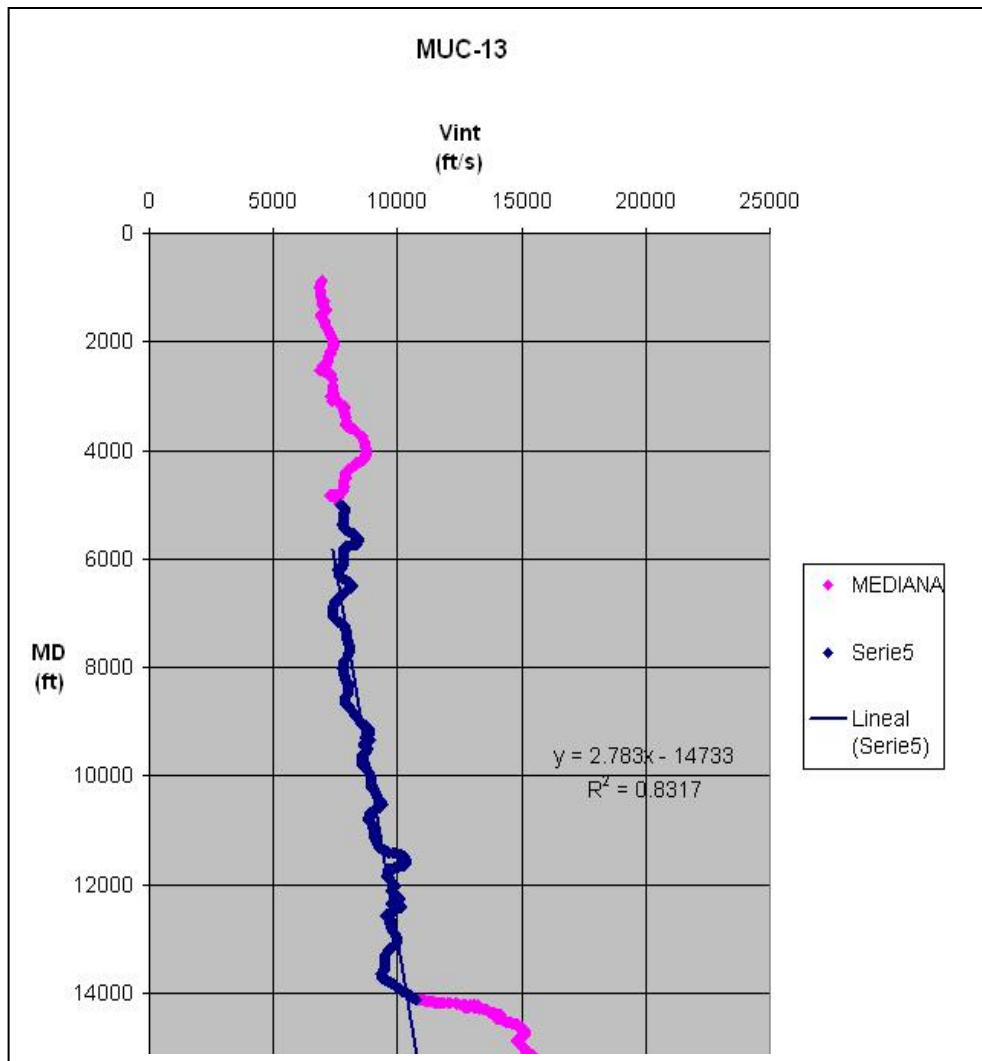


Figura 46. Tendencia de Carapita en el pozo MUC-13

En la figura 46 se puede observar una curva de velocidad de la capa Carapita de un pozo de la zona de estudio, se nota un comportamiento general lineal, y en algunas zonas dispersión y cambios violentos de velocidad en profundidades cercanas.

La capa Carapita tiene como tope, profundidades que van desde los 3878 pies hasta 8837 pies, lo que nos hace pensar en que puede existir un antiforme similar al tope de Naricual.

González De Juana et al (1980) afirman la presencia eventual de lenguas de areniscas interestratificadas con las lutitas marinas de Carapita, lo cual puede ser motivo de estos picos en el registro sónico.

También se presentan arenas lenticulares turbidíticas. Junto con esto la gran cantidad de foraminíferos calcáreos presentes en las lutitas de Carapita, puede influir en los cambios violentos de velocidades de la formación.

Estos cambios violentos se pueden observar en algunos pozos de la zona de estudio en la capa Carapita. En las figuras 47 y 48 se pueden observar secciones de pozos de la zona con la tendencia de la capa Carapita y los picos de velocidad.

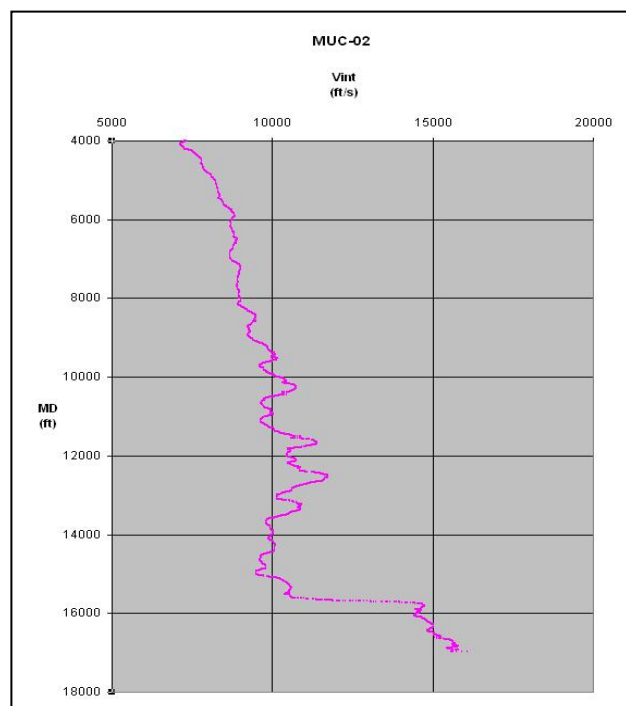


Figura 47. Sección del pozo MUC-02, muestra la tendencia de la capa Carapita

Estos picos indican velocidades que sobrepasan la velocidad promedio de las lutitas, velocidades de 10000 pies/s en esas profundidades podrían asociarse a capas de arenisca de poco espesor que se encuentran eventualmente dentro de las lutitas marinas de Carapita

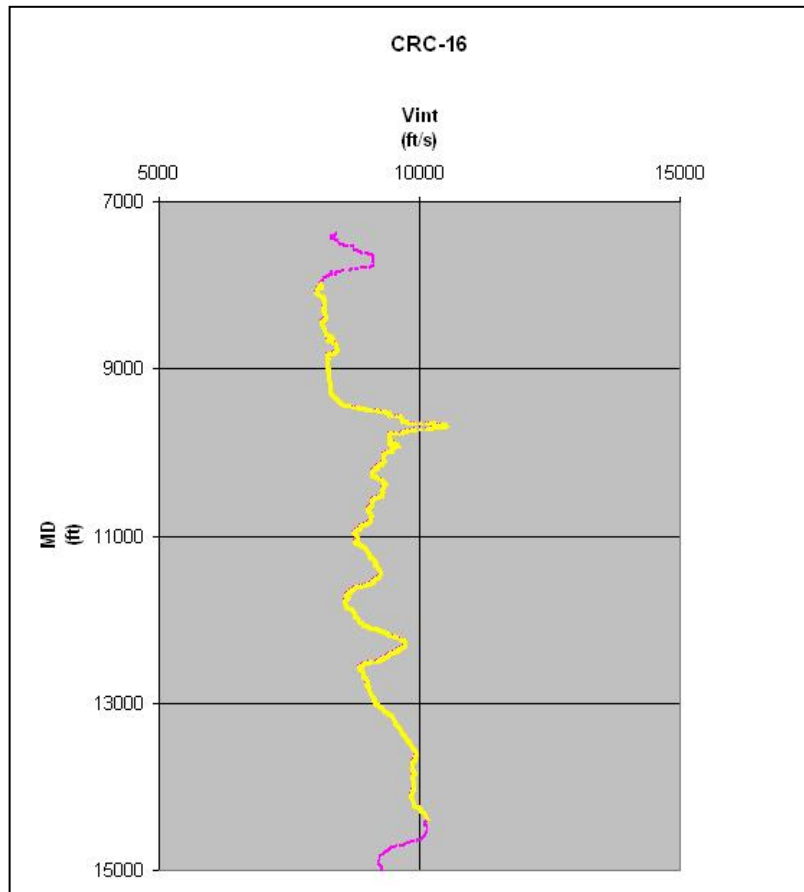


Figura 48. Sección del pozo CRC-16, con la tendencia de Carapita

Probablemente sea conveniente realizar un estudio más detallado sobre este intervalo y determinar la causa de la presencia de las anomalías vistas en el pozo. Junto con esto, en algunos pozos se observa que el modelado se puede estimar mediante dos ecuaciones lineales, ya que la velocidad presenta cambios de pendiente notable dentro de Carapita, como es el caso de los pozos MUC-02 y CRC-16 (figuras 47 y 48), por lo que modelarlo con una ecuación lineal presentaría, eventualmente, ambigüedades entre los datos reales y los datos predichos con la ecuación. Por este

inconveniente es factible usar una ecuación de segundo grado o parabólica, o hacer el modelado con dos ecuaciones lineales; de esta forma podría obtenerse un modelo que logre honrar este intervalo.

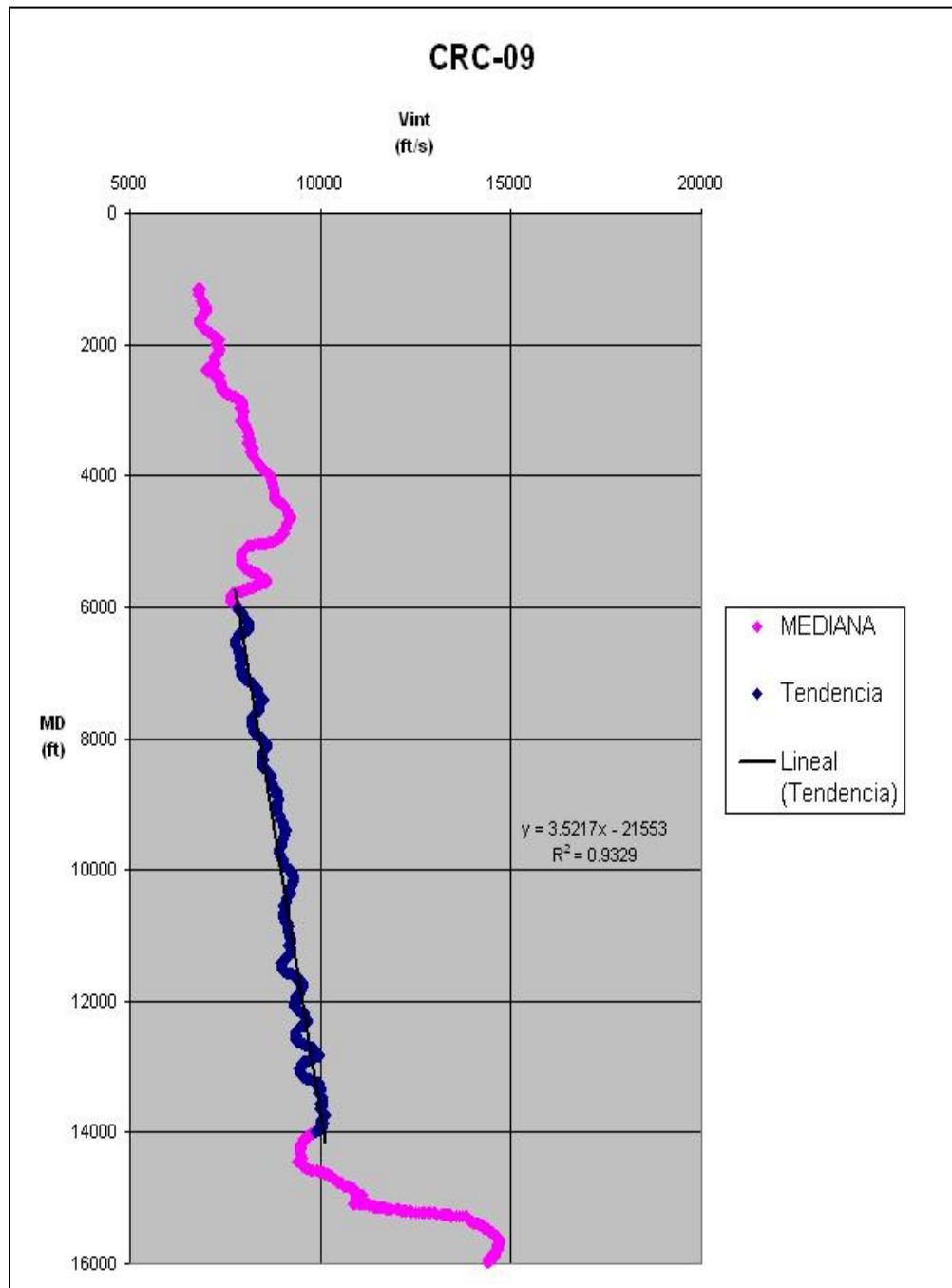


Figura 49. Ajuste lineal de la tendencia de Carapita. Pozo CRC-09

En la figura 49, se puede ver el ajuste lineal realizado al sector de la capa Carapita en el pozo CRC-09, se puede observar claramente la tendencia lineal de este paquete y la aproximación lineal para el segmento con su respectivo coeficiente de correlación (R^2), el cual es mayor que 0.7, el valor límite entre una buena correlación y una no muy buena correlación.

Cada aproximación lineal puede ser usada en conjunto con las otras aproximaciones de los pozos vecinos para crear una ecuación general que relacione la velocidad en función de la profundidad, para cada paquete litológico bien definido y luego realizar una propagación lateral entre todos los pozos del área.

Tabla 4. Pozos con tendencia en Carapita

| Nombre del Pozo | Serie | Nombre del Pozo | Serie |
|-----------------|-------|-----------------|-------|
| MUC-01E | 1 | MUC-46 | 5 |
| MUC-02 | 1 | MUC-53 | 5 |
| MUC-05 | 1 | MUC-64 | 5 |
| MUC-07 | 1 | MUC-65 | 6 |
| MUC-08 | 1 | MUC-68 | 6 |
| MUC-10 | 2 | MUC-96 | 6 |
| MUC-13 | 2 | MUC-99 | 6 |
| MUC-14 | 2 | SBC-10E | 7 |
| MUC-16 | 2 | SBC-13 | 7 |
| MUC-19 | 2 | SBC-14 | 7 |
| MUC-20 | 3 | SBC-40 | 7 |
| MUC-21 | 3 | CRC-01X | 8 |
| MUC-23 | 3 | CRC-03 | 8 |
| MUC-38 | 3 | CRC-06 | 8 |
| MUC-40 | 4 | CRC-07 | 8 |
| MUC-41 | 4 | CRC-09 | 9 |
| MUC-42 | 4 | CRC-16 | 9 |
| MUC-43 | 4 | CRC-18 | 9 |
| MUC-44 | 5 | | |

En la tabla 4, se tiene los pozos utilizados en la estimación de la ecuación para la capa Carapita. Se realizaron 9 series y en cada una se agrupan cierta cantidad de pozos y se calcula una regresión lineal a cada serie.

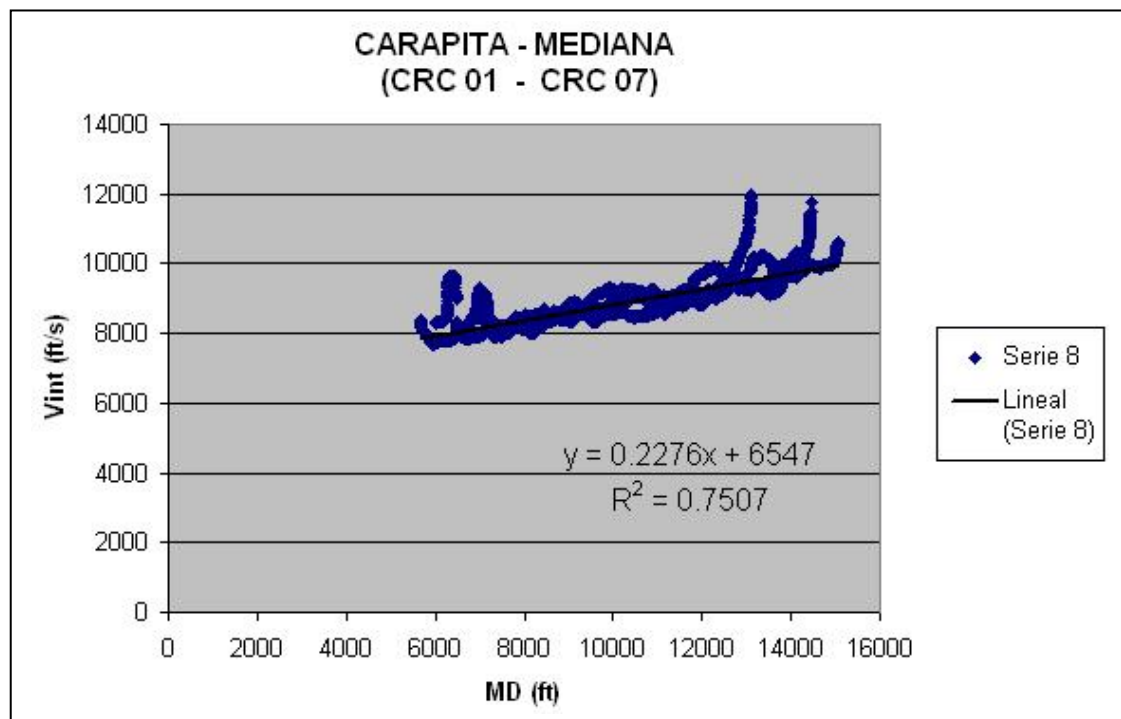


Figura 50. Serie 1 de las tendencias observadas en la capa Carapita

En la figura 50 se puede observar la serie 8 que contiene las tendencias de los pozos en la capa Carapita pertenecientes a dicha serie, la regresión lineal realizada presenta una ecuación con un ajuste R^2 de 0.7507.

Luego de realizar la regresión lineal a las 9 series definidas por las tendencias de los registros sónicos en el área de trabajo se obtienen las regresiones lineales para cada serie, de estas se obtiene la ecuación lineal general mediante un promedio, y con ella se podrá realizar el modelado de esta capa derivada de los registros sónicos. La ecuación obtenida para la capa Carapita es la siguiente:

$$V_{int} = 0.2544 * P + 6482.8 \quad (4.5)$$

donde V_{int} es la velocidad de intervalo en pies/s y P la profundidad en pies. La ecuación es válida para el intervalo que va desde 5000 pies hasta 15000 pies aproximadamente.

En la figura 51 se puede ver el ajuste lineal dado por la ecuación 4.5, superpuesto sobre todas las curvas de registro sónico en la capa Carapita.

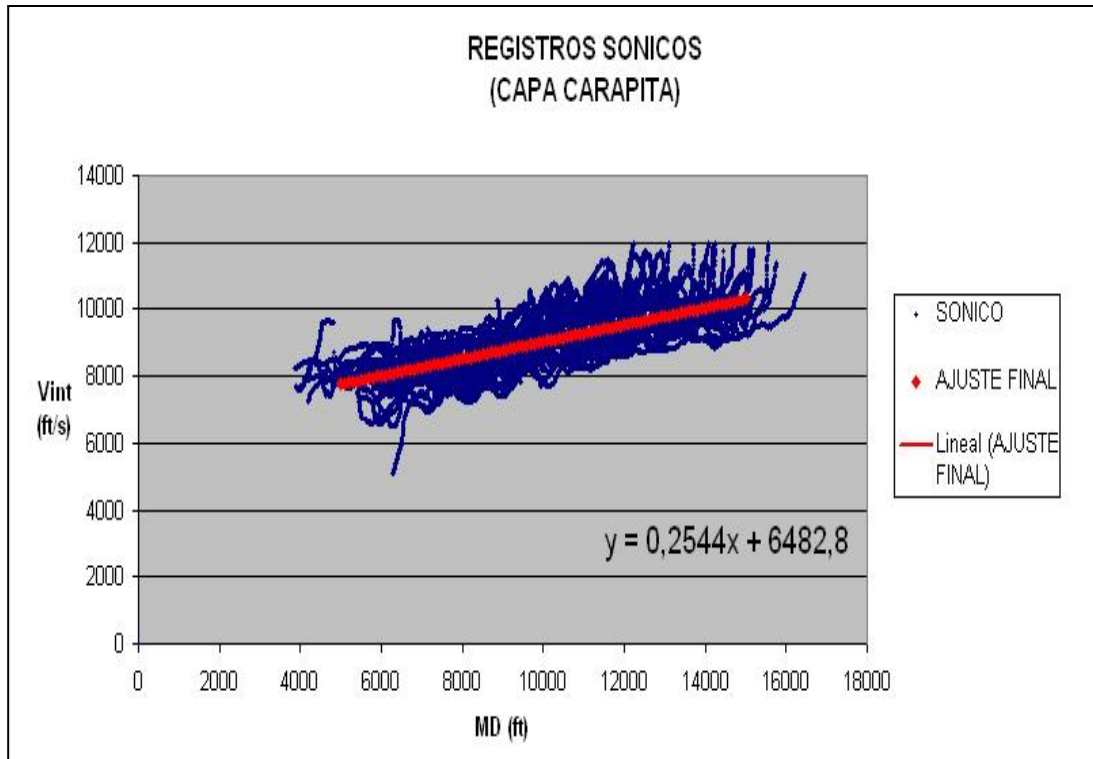


Figura 51. Regresión lineal final para la capa Carapita.

Aún cuando las tendencias del registro sónico presentan linealidad, cuando se modela mediante una sola ecuación general existe mucha dispersión entre los datos y la ecuación, esto es causado por que las tendencias por pozo no guardan similitud entre ellas, por esta razón la estrategia de modelado por una sola ecuación lineal no será empleada en esta capa.

5.3 Capa profunda

La capa profunda o la capa de Yacimiento, presenta velocidades altas por encima de los 10000 pies/s, sin embargo la dispersión en esta capa tanto en los registros sínicos como en los “check shot” dificultan la identificación de tendencias de algún tipo, y los pocos pozos que presentan alguna tendencia lineal, no se comportan de la misma manera entre ellos. En la figura 52 se puede ver una curva de velocidades interválicas derivada del sínico, típica de la capa Yacimiento.

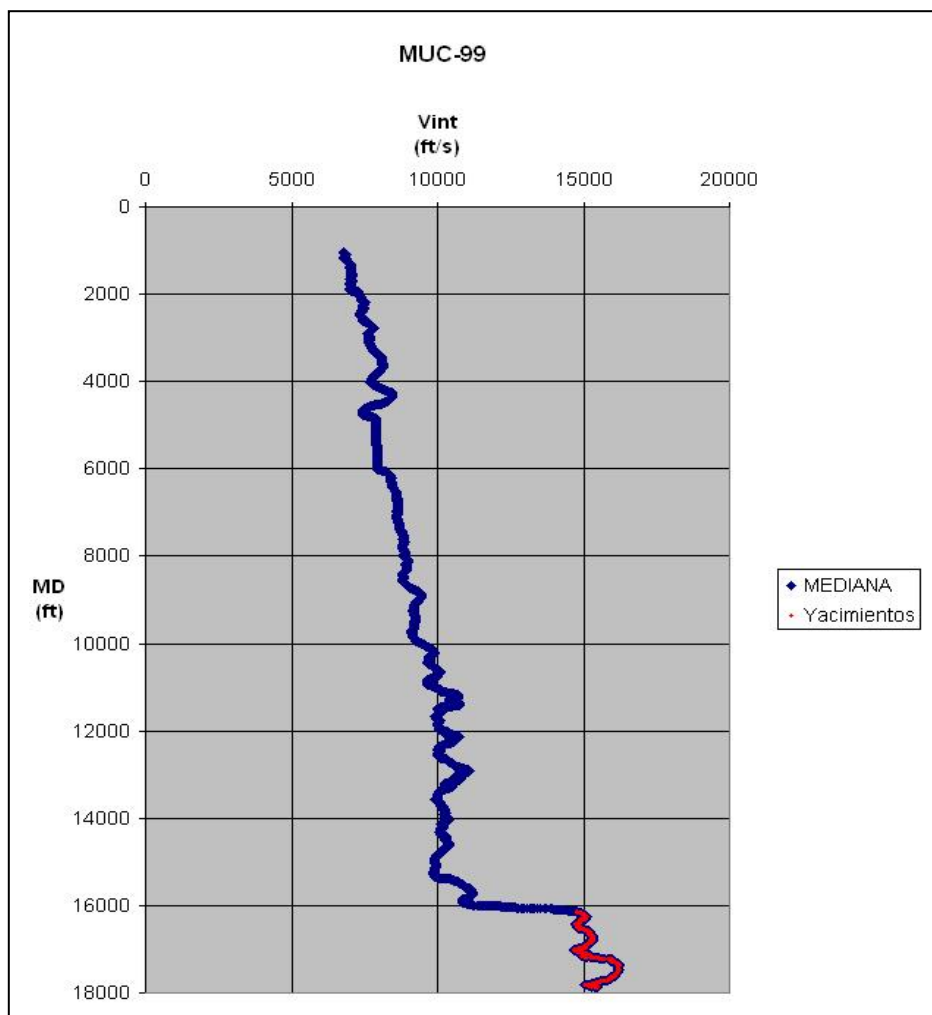


Figura 52. Velocidades de la capa Yacimiento destacada en rojo.

En esta capa los disparos de verificación sísmica se pueden ajustar a una ecuación lineal, más que los registros sísmicos debido a la menor cantidad de puntos en el muestreo y la poca dispersión que tienen, aunque los “check shot” ajusten más en esta zona las tendencias obtenidas, globalmente no guardan relación con las tendencias halladas en el registro sísmico. En la figura 53 se puede ver un “check shot” de un pozo del área de estudio.

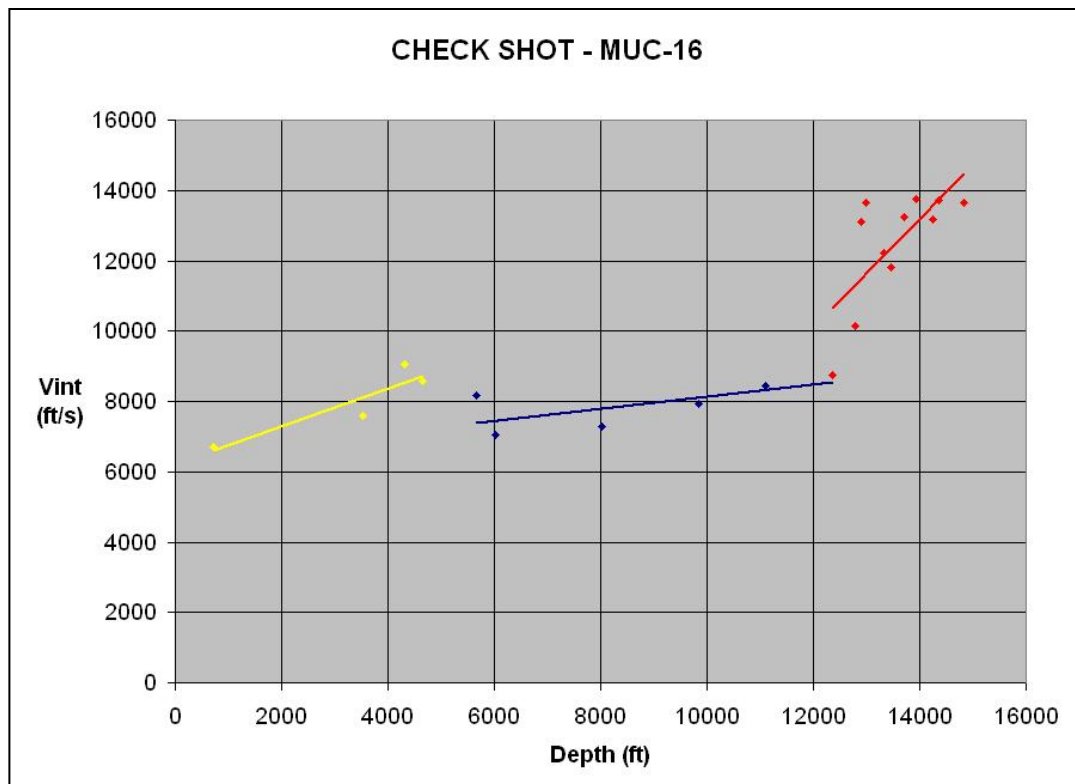


Figura 53. “Check shot” del pozo MUC-16. En rojo la tendencia de Yacimiento.

Luego de finalizar el ajuste de tendencias con ecuaciones lineales, se tiene que los registros sísmicos presentan mucha dispersión en esta zona, y que las velocidades no se pueden ajustar mediante ecuaciones de primer grado ni de segundo grado, las velocidades en la capa de yacimiento oscilan mucho como se puede ver en la figura 52, y cuando se buscan relacionar los pozos con registro sísmico la ecuación hallada no se corresponde con las particulares para cada pozo.

Por otra parte los disparos de verificación por ser menores puntos de estudio el ajuste lineal parece ser más confiable que el de los registros sísmicos, se pudiera realizar el modelo tomando en cuenta sólo la ecuación derivada de los disparos de verificación, o realizar una interpolación por kriging para el modelado de esta capa. En la figura 54 se tienen los “check shots” utilizados con su respectivo ajuste lineal.

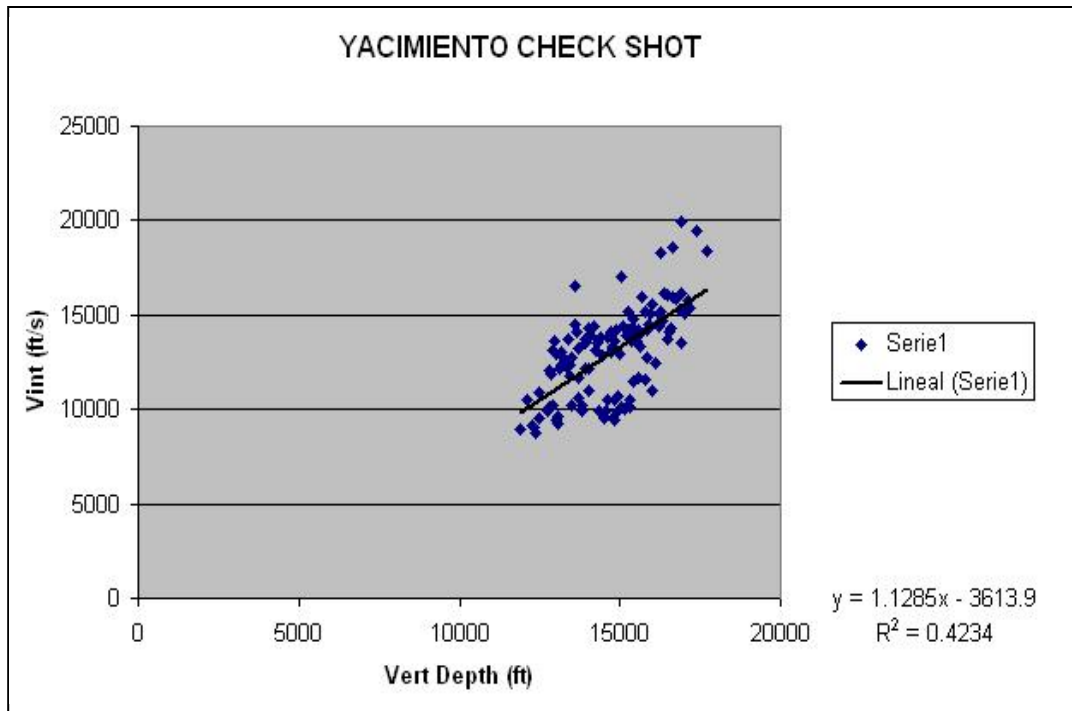


Figura 54. Ajuste lineal final sobre los “check shots” del área de estudio en la capa Yacimiento

En esta capa los disparos de verificación presentan un ajuste lineal con la ecuación:

$$V_{int} = 1.1285 * P + 3613.9 \quad (4.7)$$

Donde V_{int} es la velocidad de intervalo y P es la profundidad en pies. Esta ecuación es válida para el intervalo de Yacimiento, a profundidades mayores que 15000 pies.

Pero el ajuste de correlación es bajo, por debajo de 0.5, sumado con esto si se observa la figura 55, donde se muestra las curvas de los registros sónicos en la capa Yacimiento de un grupo de pozos del área de estudio, se puede observar que en estas profundidades no existe tendencia alguna para aproximación lineal o de algún otro tipo, junto con esto la tendencia que viene del “check shot” no es totalmente confiable, por el poco muestreo que tiene frente al registro sísmico.

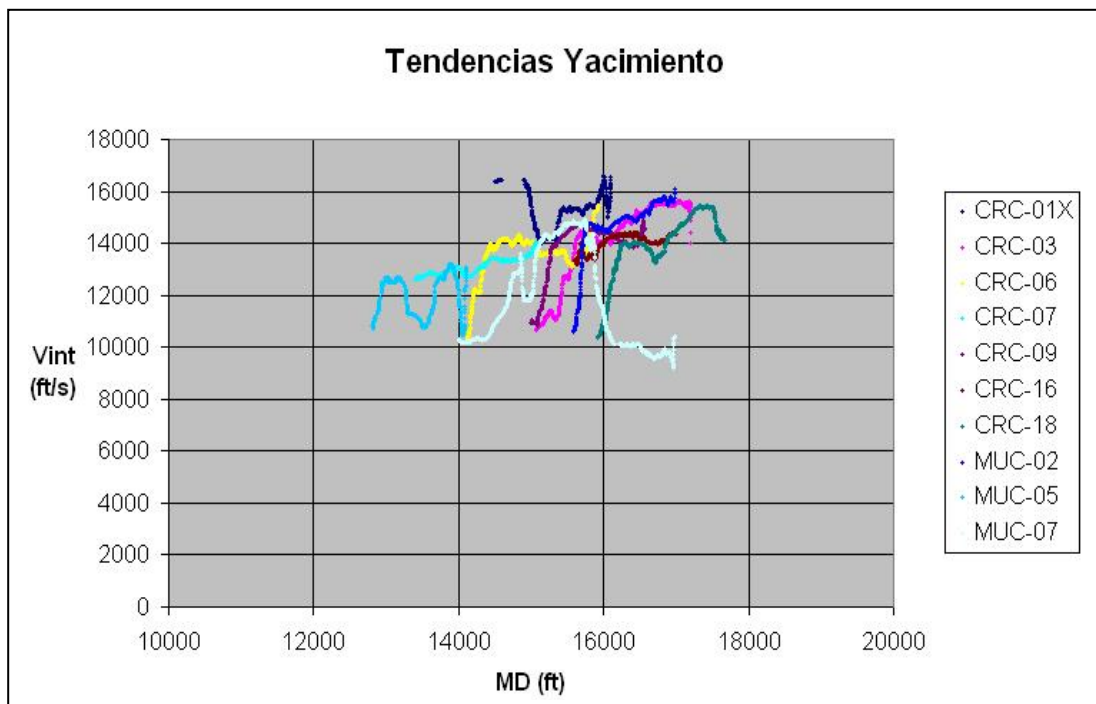


Figura 55. Curvas de los registros sónicos en la capa Yacimiento.

Por este motivo para la capa Yacimiento un modelado empleando una ecuación lineal no es factible, solo se emplearán los datos de pozo y se realizará una interpolación por DSI.

5.4 Modelo de velocidades interválticas.

La fase inicial del modelado de velocidades interválticas incluye la carga de todos los datos preliminares de pozos al software “GOCAD” y se realizó en una estación de trabajo de “SUN Microsystems” bajo el sistema operativo “SOLARIS”.

Los datos de pozos cargados fueron las desviaciones de los pozos, las velocidades interválticas dadas por el sónico y por el “check shot” y los marcadores de cambio de tendencia en los pozos, todos estos en profundidad.

Una vez cargados todos los pozos al proyecto se pueden visualizar bajo el ambiente de “GOCAD”, los pozos con todas sus propiedades asociadas. La figura 56 muestra el proyecto con todos los pozos cargados y distribuidos espacialmente.

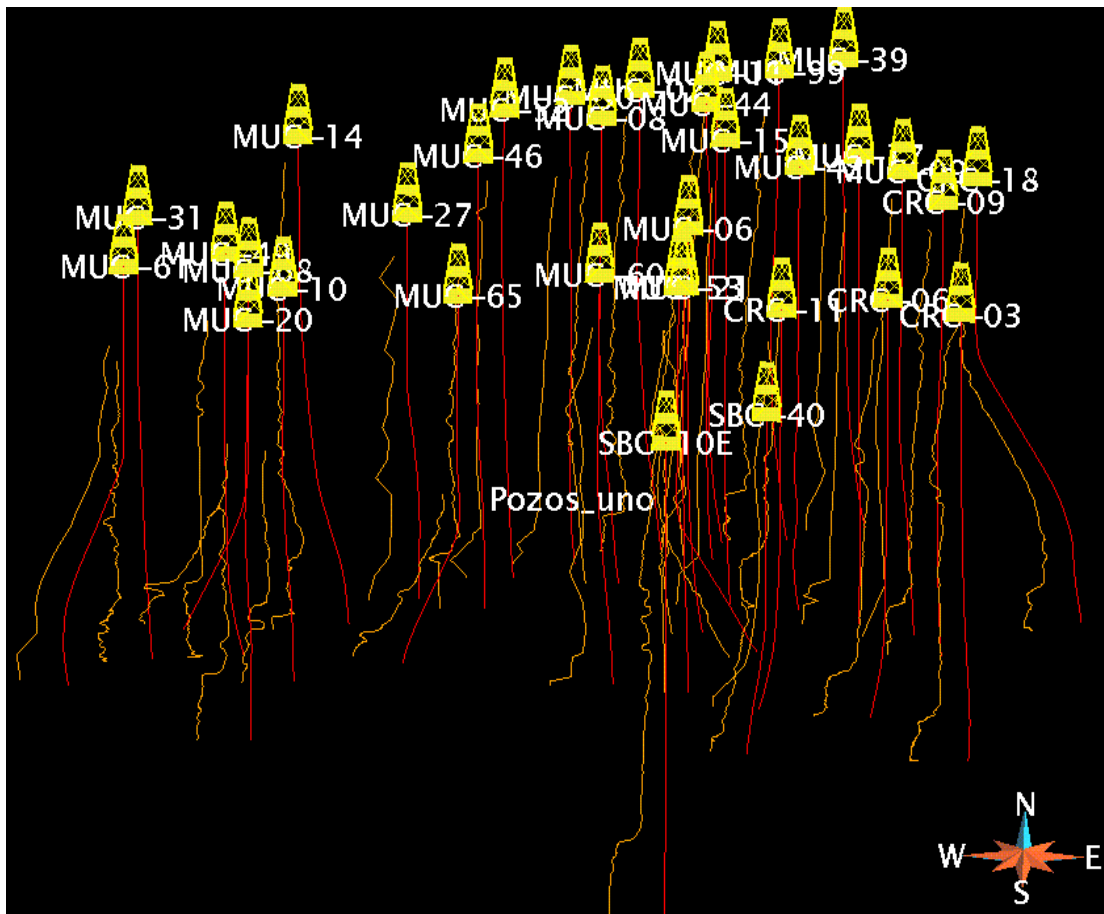


Figura 56. Pozos distribuidos espacialmente en ambiente de “GOCAD”. En rojo la trayectoria del pozo y en amarillo la curva de velocidad interváltica.

Los marcadores de pozos se cargaron en el proyecto del modelado y vienen desde los registros sínicos únicamente, debido a que éste está muestreado a una mayor frecuencia y posee mediciones cada pie, en cambio el “check shot” tiene mediciones cada 500 pies o más, esto dificulta identificar donde está exactamente el cambio de tendencia en la velocidad. Cada pozo tiene asociado dos marcadores que se suponen deben coincidir con el cambio de formación y tendencia de las velocidades.

En la figura 57, se pueden observar los pozos con su respectivo marcador, estos marcadores servirán posteriormente para crear las superficies que delimitarán las regiones dentro del “VOXET”, y poder modelar cada región con las distintas condiciones, propuestas anteriormente.

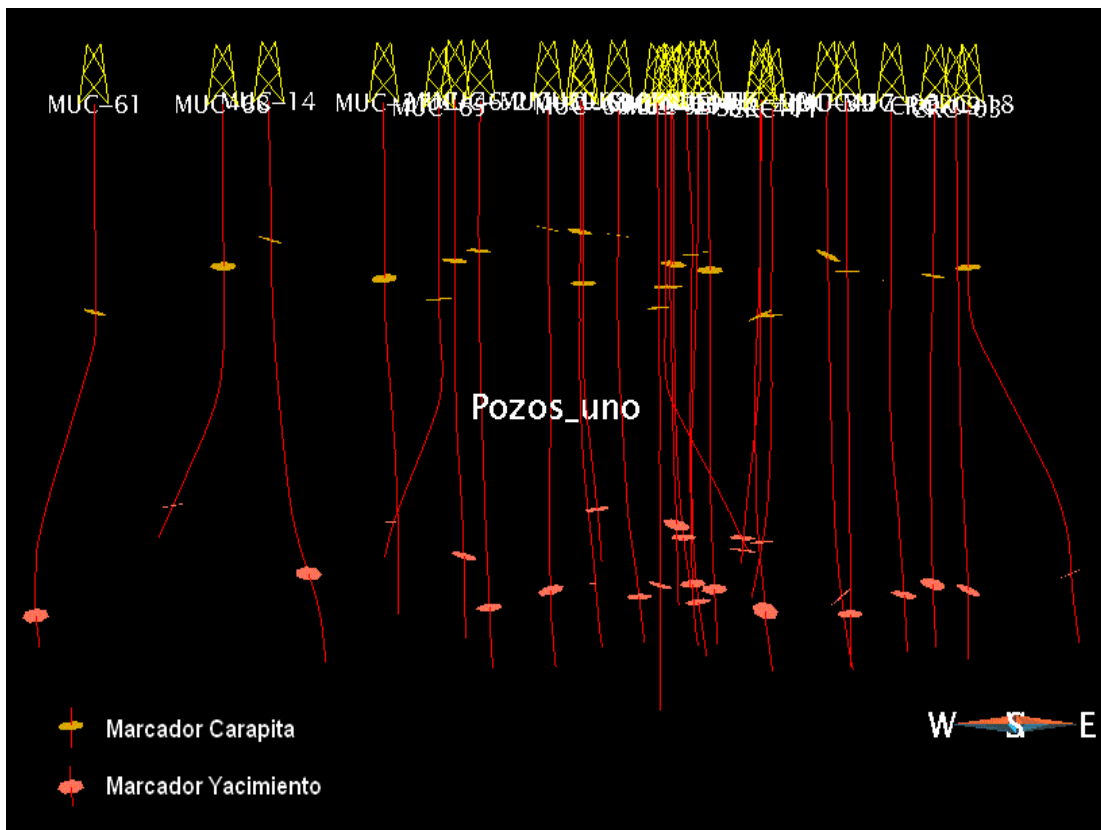


Figura 57. Pozos del área de estudio con los marcadores definidos, vistos desde el ambiente de “GOCAD”.

Una vez cargados todos los datos de pozos, se define el “VOXET” de trabajo en donde estarán incluidos todos los pozos con sus propiedades y donde se crearán las regiones donde más adelante se realizarán la propagación de las velocidades interválicas por capa, en la tabla 5 se pueden ver las dimensiones que tiene el “VOXET” de trabajo, cada celda horizontal tiene dimensiones de 250 m x 250 m, y tienen espaciado vertical de 200 m . El “VOXET” tiene un área de 180 km² aproximadamente.

| Tabla 5. Dimensiones del “VOXET” | |
|----------------------------------|---------------------|
| Segmento | Distancia en metros |
| AB | 14500 |
| BC | 12500 |
| CD | 14500 |
| DA | 12500 |

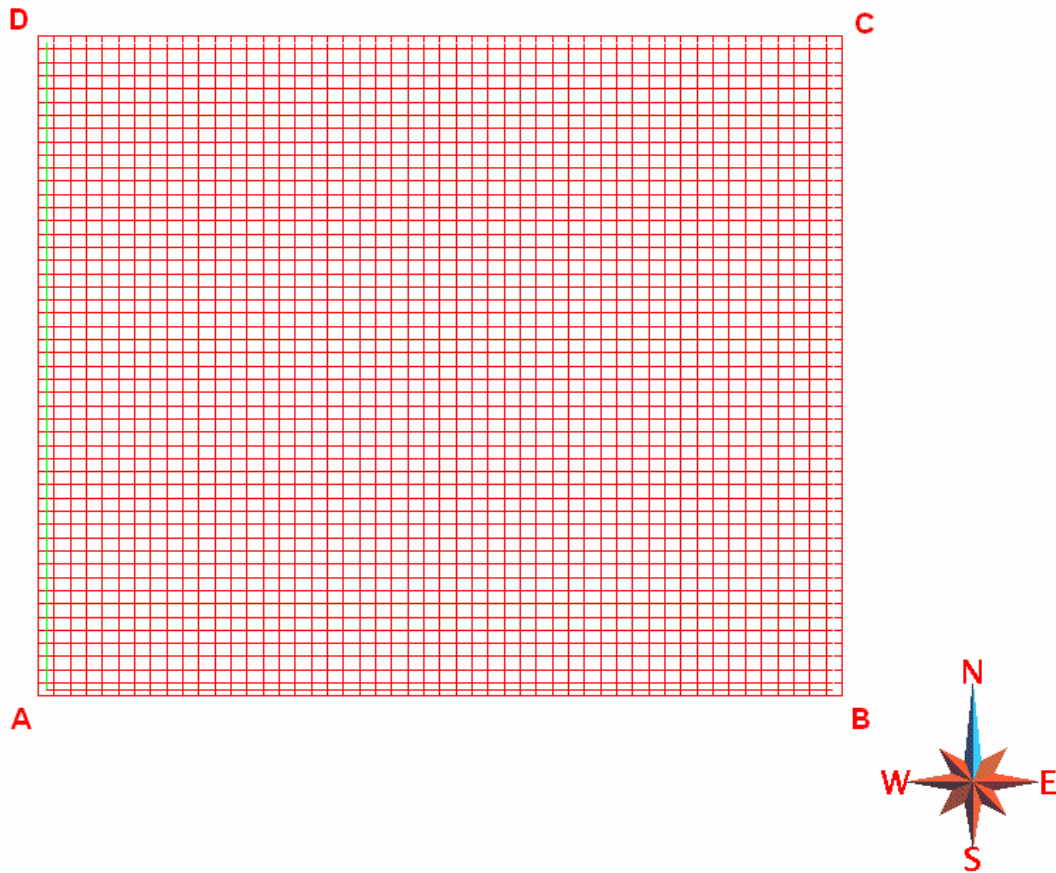


Figura 58. “VOXET” visto en planta en el ambiente de “GOCAD”.

En la figura 58 se puede observar el “VOXET” definido para la creación del modelo de velocidades interválicas, la profundidad definida para el mismo es de veinte mil pies, con esto aseguramos que todos los pozos se encuentran dentro del volumen que encierra el “VOXET”.

Para la creación de las superficies topes de las capas se tenían los marcadores definidos por los pozos, sin embargo en los sectores donde no existían pozos no se tenía control de esta capa y “GOCAD” extrapolaba desde los pozos vecinos creando variaciones y pendientes en las superficies muy fuertes, por lo que se buscó otra manera de realizar las superficies.

Una de estas maneras fue partir desde los horizontes sísmicos ya interpretados en el caso de la capa Yacimiento la cual coincide con el horizonte de Naricual Superior, sin embargo para Carapita no se tiene horizonte interpretado por lo que se procedió a realizar una interpretación de algunas líneas para generar un horizonte sísmico incompleto en este sector para que sirva de guía en la superficie, se realizó de manera incompleta por tiempo de trabajo y porque no se encuentra en los objetivos fundamentales de este trabajo.

Una vez terminada la interpretación del horizonte para Carapita, se crearon las superficies mediante las aplicaciones de modelado estructural que tiene “GOCAD”, cada una proveniente del horizonte Carapita y del horizonte Naricual Superior. La ventaja de utilizar horizontes sísmicos es que estos vienen con la interpretación de fallas y se pueden visualizar en las estructuras de las capas.

Una vez creadas estas superficies puras de horizontes sísmicos se ajustaron mediante una interpolación, a los marcadores de pozos, de esta forma generamos unas superficies robustas que honran la sísmica de la región y los marcadores provenientes de los datos de pozos.

Estas superficies son independientes al “VOXET”, y deben ser de mayor área que el “VOXET” para poder “cortarlo” y así definir las regiones de interés.

En la figura 59 se pueden observar las superficies creadas con las condiciones explicadas anteriormente, la superficie Carapita tal como su nombre lo indica está

asociada al tope de la capa Carapita y la superficie Naricual Superior asociada al tope de la capa Yacimiento

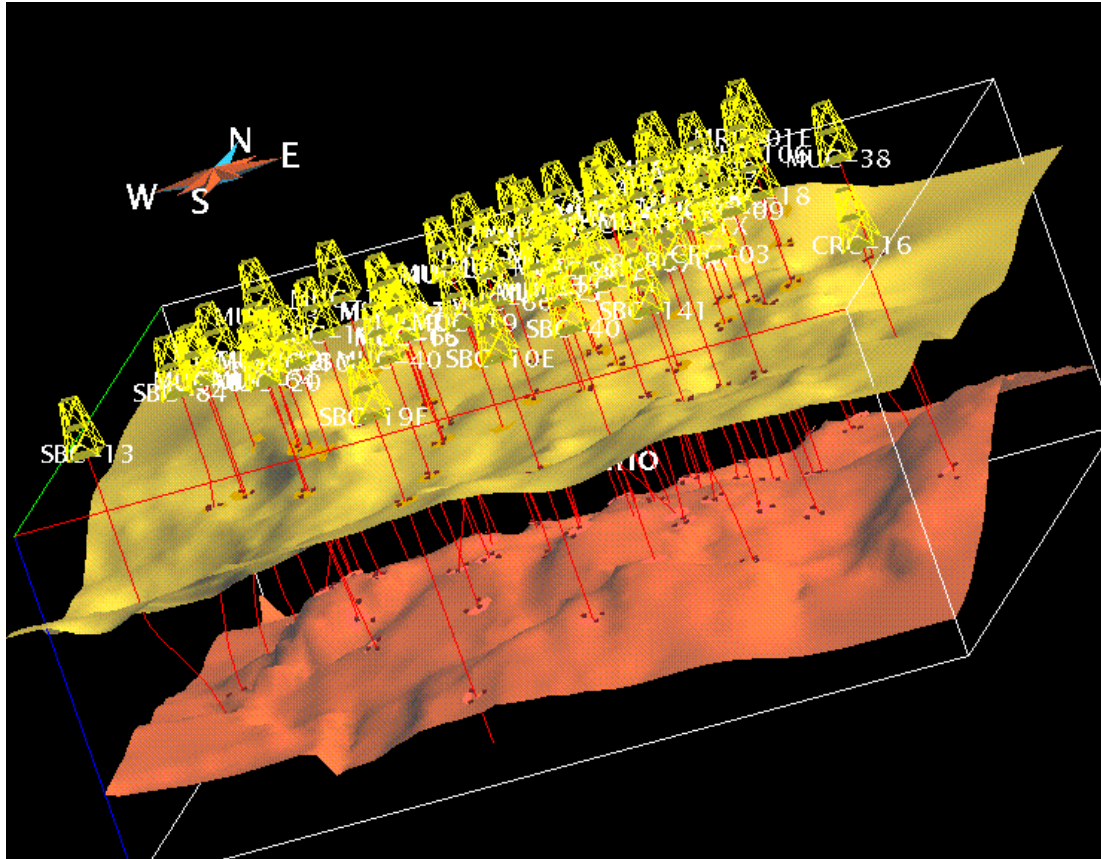


Figura 59. Superficies Carapita (amarillo) y Naricual Superior (anaranjado). Visto desde “GOCAD”.

Una vez definidas las superficies asociadas a los topes de capas, se procedió a generar las regiones de interés dentro del “VOXET”, esto se realiza empleando la aplicación de crear región a partir de un tope geológico, en este caso fueron creadas tres regiones llamadas Región Somero que va desde la superficie hasta la superficie Carapita, la Región Carapita que se encuentra limitada por las superficies Carapita y Naricual Superior y la Región Yacimiento que tiene como tope la superficie Naricual Superior y se prolonga hasta los 20 mil pies de profundidad.

En la figura 60 se puede observar el “VOXET” con la definición de capas realizada, se puede ver que la intersección de las regiones corresponde a las superficies vistas en la figura 59.

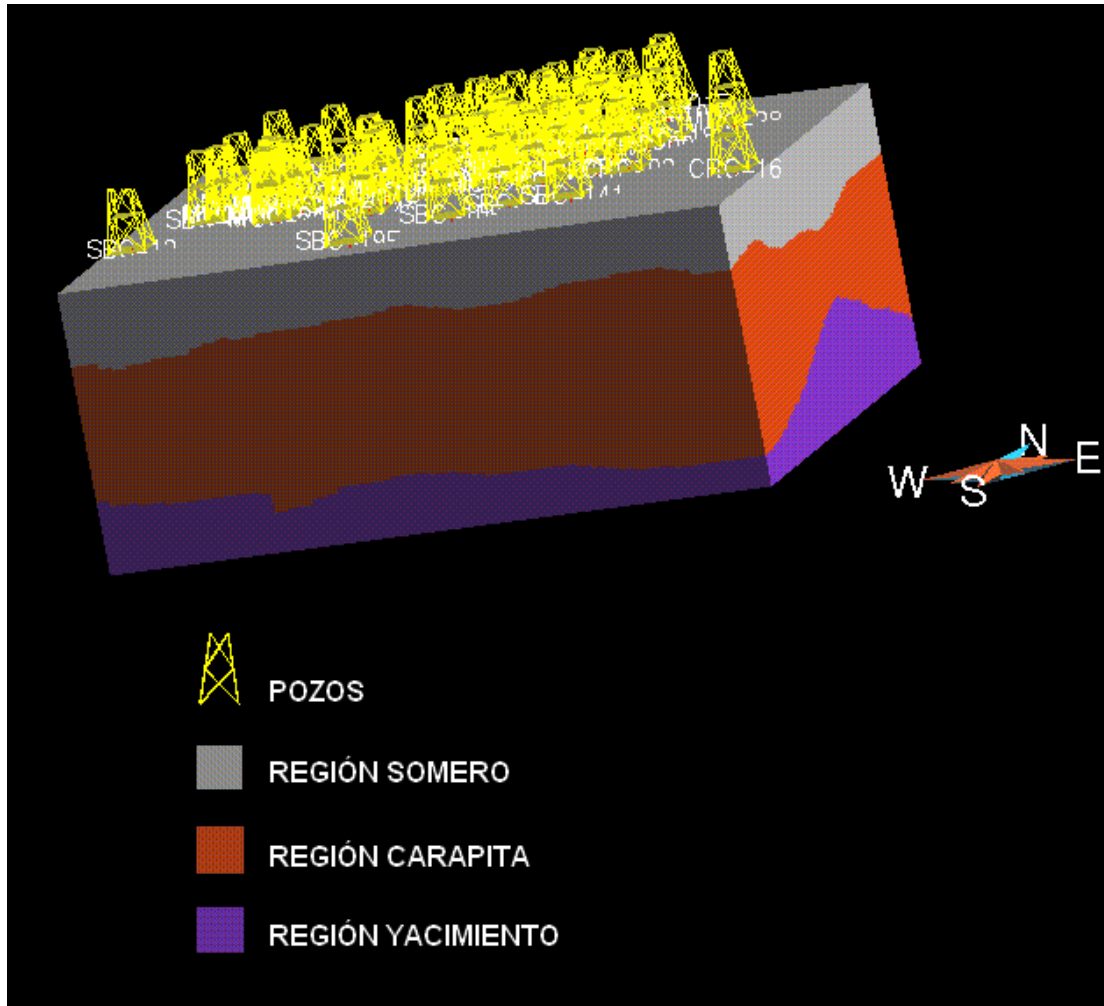


Figura 60. Regiones definidas en el “VOXET”.

Una vez definidos todos estos parámetros ya podemos iniciar la fase de propagación para la creación del modelo de velocidades interválicas, inicialmente se realizó un modelo de velocidades sin definir las capas ni regiones, basado en una interpolación DSI (discrete smooth interpolation), solo con los datos provenientes de los registros de pozos, el problema de esto es que en las regiones donde no hay pozos

no se tiene control del resultado y presentara un “suavizado” mayor en esas zonas donde no hay control de pozos. En figuras 61 y 62 se muestra el primer modelo visto desde ángulos diferentes, creado sin definición de capas y sin emplear la aproximación por la ecuación lineal.

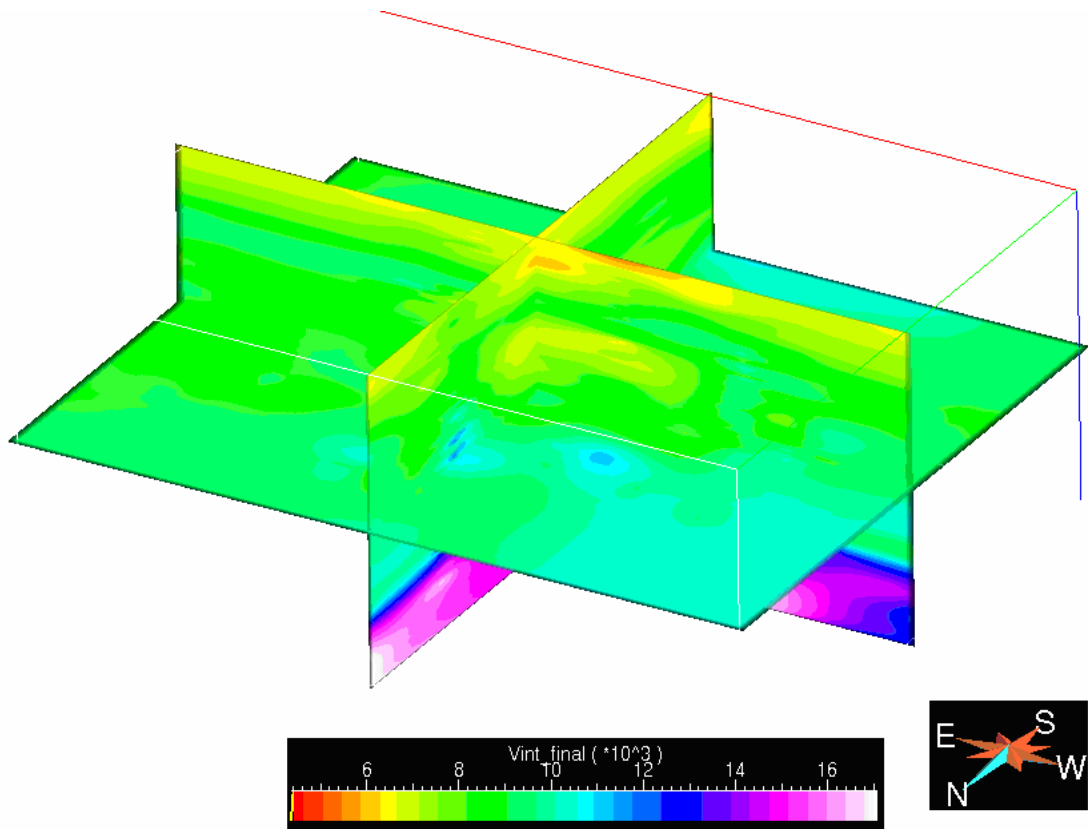


Figura 61. Modelo inicial de velocidades interválicas obtenido por una interpolación por DSI

El resultado es lo que se esperaba, un modelo muy suave de velocidades bajas en la superficie que van incrementando muy lentamente hacia la zona de carapita donde eventualmente se observan concentraciones de velocidades altas, producto de las variaciones laterales de velocidad, y un incremento de velocidad muy marcado cuando se llega a la zona de yacimiento, de velocidades de hasta 15000 pies/s . En la figura 62 se muestra el mismo modelo visto desde un ángulo inferior de esta forma se puede observar el modelo en la zona de yacimiento con mas claridad,

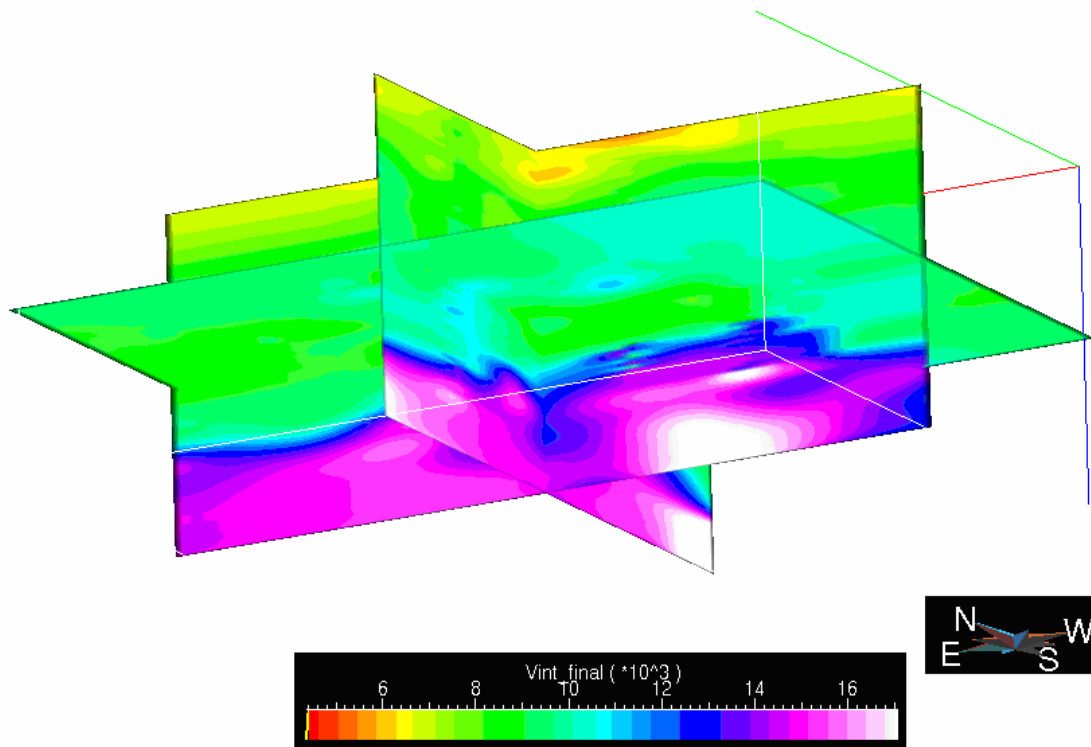


Figura 62. Modelo inicial de velocidades interválticas, obtenido por el método de interpolación DSI.

Se puede ver que en la zona profunda de yacimiento las velocidades son mucho más altas y se presenta un cambio muy fuerte en esa zona desde velocidades de alrededor de 10000 pies/s a 13000 pies/s aproximadamente. Sin embargo se puede observar para la zona profunda pareciera definirse una especie de capa que pudiera coincidir eventualmente con la capa de yacimiento definida previamente, por lo que podemos decir que el modelado por DSI tomando en cuenta sólo los datos de pozos como fuente no es completamente confiable pero tampoco está totalmente errado.

Por otra parte para la realización del modelado por regiones se escogió el método de interpolación de “co-kriging”, el cual es un método geoestadístico de interpolación de datos distribuidos espacialmente basado en un sistema de datos exactos pero escasos, y un sistema donde los datos son densos pero inexactos (Sheriff, 2005). En este caso las velocidades interválticas de pozos son los datos exactos pero escasos debido a que la distribución de pozos no está presente en todo el “VOXET”, es decir que hay zonas del “VOXET” donde no hay pozos por lo que no

hay control en los datos. Los datos densos van a ser generados por la ecuación hallada en la identificación de tendencias para cada capa, a las regiones divididas en el “VOXET” se le asignan una propiedad que será la velocidad intervállica pero dada por la ecuación lineal. Para efectos del uso de “GOCAD” llamaremos variable principal a la variable que contenga los datos exactos y variable secundaria a la que presente los datos inexactos. Para el caso de la capa somera se empleó la ecuación general hallada de los registros de velocidades (capítulo 5, sección 5.1). Esta propiedad se propagó a lo largo de toda la región Somera, una vez realizado se puede aplicar la interpolación por “co-kriging” para la región Somera.

Anteriormente se había dicho (capítulo 5, sección 5.2) que aunque las tendencias de los registros de velocidades de los pozos en la capa Carapita presentaban una linealidad, ésta no se correspondía entre los pozos, es decir, el resultado de las regresiones, aún cuando el ajuste era bueno, son ecuaciones que guardan similitud las unas con las otras. Por esta razón para la región Carapita la estrategia de modelado implicó la creación de dos propiedades derivadas de todas las ecuaciones obtenidas de las regresiones hechas a las curvas de los registros de velocidades en la zona de Carapita. Éstas son la propiedad “gradiente” y la propiedad “intercepto”, éstas se propagaron por toda la región con la interpolación por el método de inverso de la distancia. Luego con ellas dos se crea la propiedad, empleando un “script” (código de programación) que contendrá la velocidad intervállica de la región producto de las tendencias, y la que posteriormente será utilizada como variable secundaria en la interpolación por “co-kriging” de la región Carapita.

Por último la región Yacimiento se modelara por un DSI, debido a la carencia de tendencias en los registros de velocidades para esa zona (capítulo 5, sección 5.3).

Las figuras 63 y 64 muestran el modelo de velocidades final visto desde ángulos diferentes, producto de la interpolación por “co-kriging” de las regiones Somero y Carapita, y la interpolación por DSI de la región Yacimiento.

Se puede ver en las imágenes del modelo que éste presenta en la zona Somera velocidades bajas lo cual corresponde a los datos de pozos iniciales para esa

profundidad, eventualmente presenta variaciones laterales de velocidades más altas y velocidades bajas. El rango de velocidades para esta capa es de 5500 pies/s a 8500 pies/s .

En la capa Carapita se observan zonas de velocidades mayores a la capa Somera pero que a medida que incrementa la profundidad éstas incrementan la velocidad de forma muy suave, también se observa una zona central donde las velocidades disminuyen y luego aumentan, y eventualmente se observan zonas puntuales de velocidades altas, las cuales están ligadas a los datos de pozos. Las velocidades en esta capa van desde 6000 pies/s hasta 10500 pies /s .

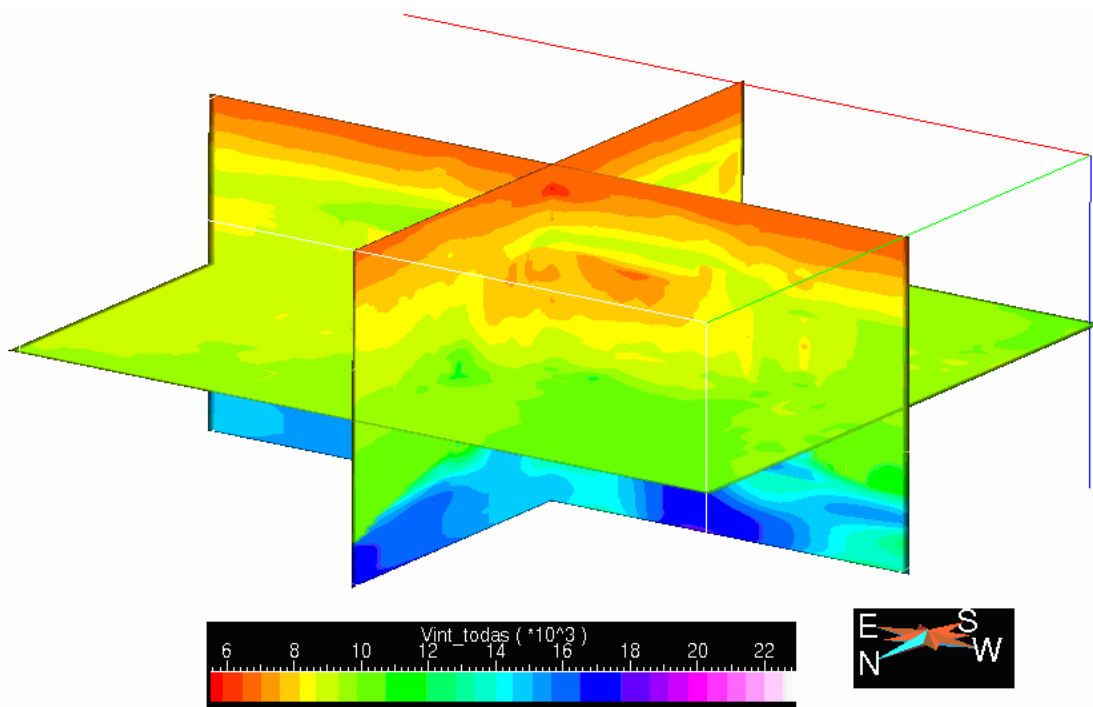


Figura 63. Modelo de velocidades interválicas final. Visto desde un ángulo elevado

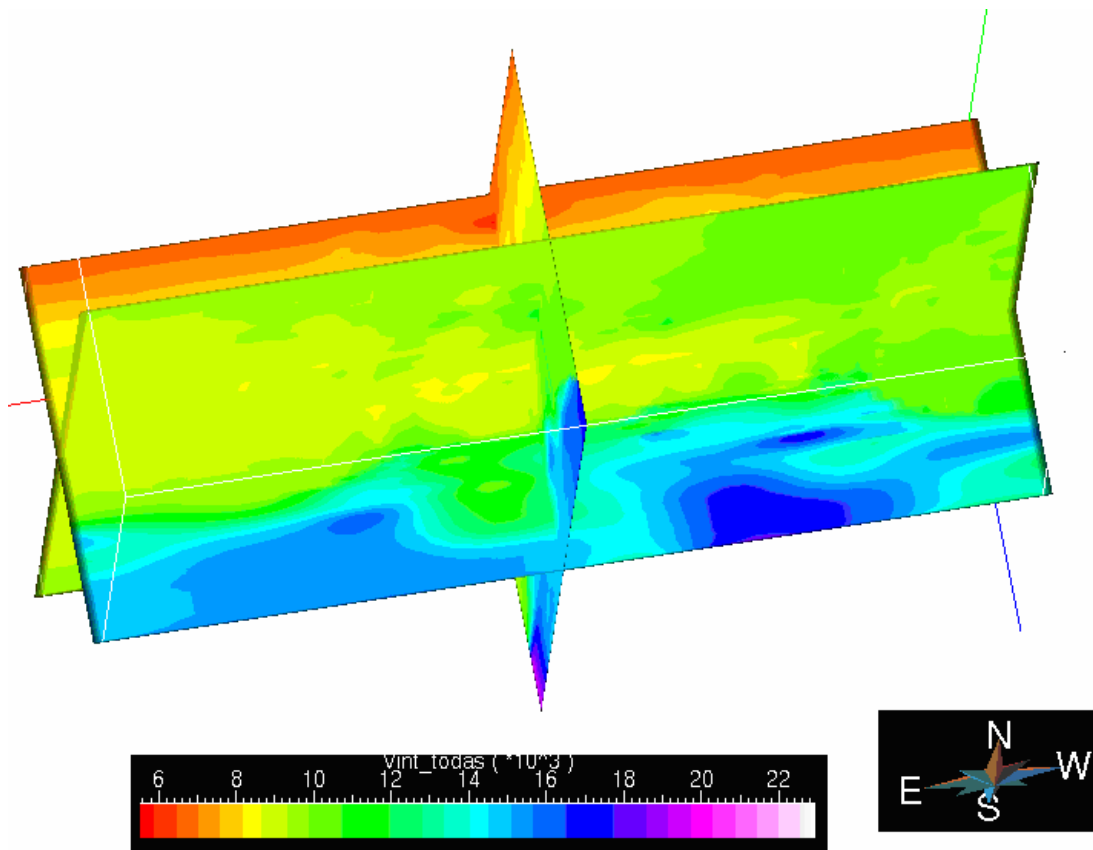


Figura 64. Modelo de velocidades interválicas final. Visto desde un ángulo inferior.

En la capa profunda o Yacimiento se observa el incremento de velocidad fuertemente, debido al cambio de formación, de Carapita a Naricual Superior donde la matriz de la roca cambió de lutitas a areniscas.

Por otra parte se puede ver una zona central donde las velocidades características de la parte de profunda de Carapita penetran en la zona de Yacimiento (figura 65), estas velocidades en esa zona pueden ser producto de un bloque deprimido a causa de fallas normales en la zona o la presencia de fluidos en ese sector.

Sin embargo estudios previos (Bolívar y Helwig, 2002) realizados en el Campo Carito plantea que las velocidades bajas intracarapita es producto de una inversión de velocidades en Carapita por causa una chimenea de gas que va desde yacimiento hasta la zona somera. En la figura 66 se observa la sísmica de la zona

donde los reflectores continuos que definen las capas se ven interrumpidos, tanto en Carapita como en Yacimiento.

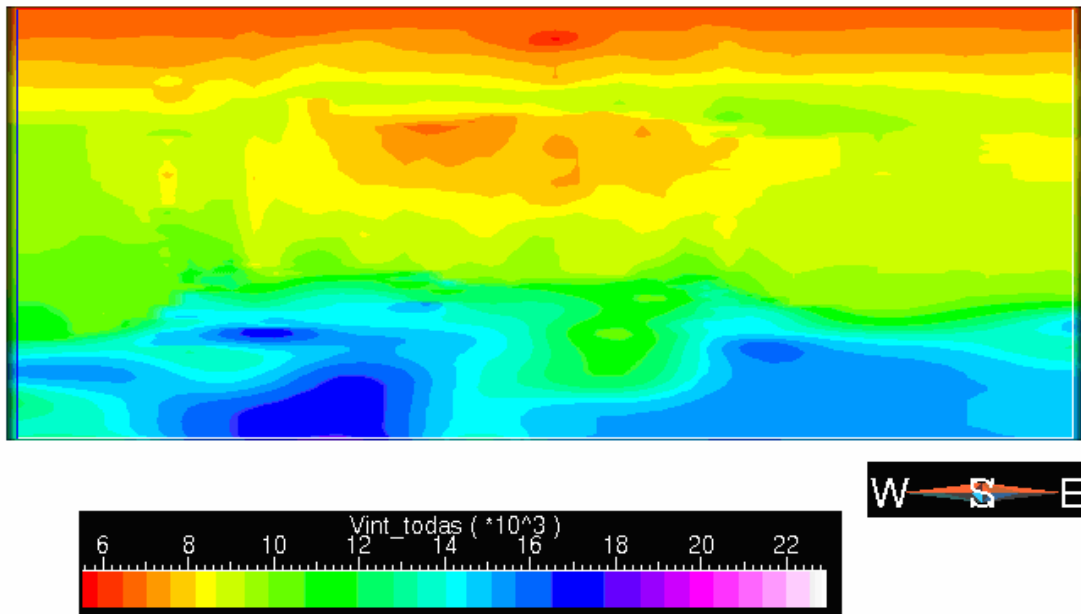


Figura 65. Corte transversal del modelo de velocidades

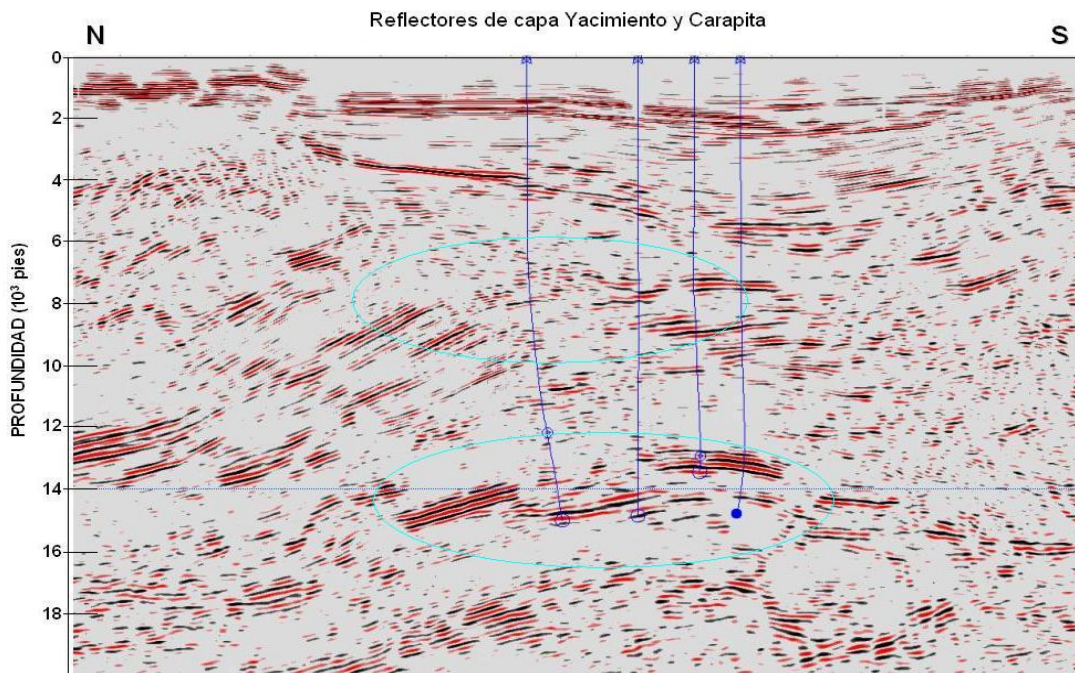


Figura 66. Sísmica en profundidad. Dentro del círculo azul los reflectores de Carapita y Yacimiento. Modificado de Bolívar y Helwig, 2002.

En la figura 67 se observa el modelo definido por Bolívar y Helwig en 2002, donde se muestra el modelo de la chimenea de gas y donde se observa justamente las discontinuidades de los reflectores en la figura 66, esta presencia de gas coincide claramente con la zona de baja velocidad encontrada tanto en la capa Yacimiento como en la capa Carapita. En este corte transversal están vistos los pozos MUC-01E y MUC-06 coinciden por toda la zona donde hay presencia de gas, en la figura 69 se observa una imagen en planta de la región Carapita y se distingue claramente la zona de velocidades baja, y los pozos asociados MUC-01E y MUC-06 entre otros.

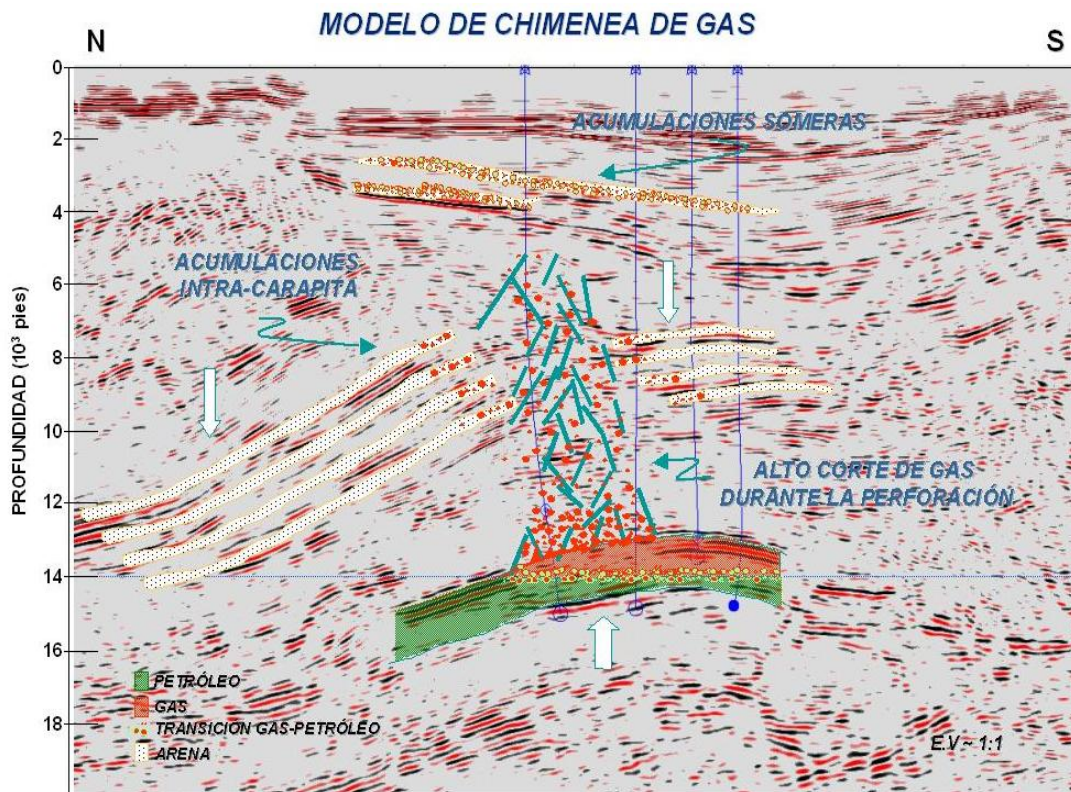


Figura 67. Modelo de chimenea de gas en campo Carito. Modificado de Bolívar y Helwig, 2002.

En la figura 68, se observa una vista en planta de la región Somero a una profundidad de 600 pies desde el nivel del mar, se puede ver que hay homogeneidad en las velocidades excepto por eventos puntuales de velocidades altas o bajas que probablemente se están ajustando fuertemente a los datos de pozos y la variación lateral es baja. Cada vez que la capa profundiza, en el incremento de la velocidad influye más la misma profundidad que las estructuras y litología de la capa.

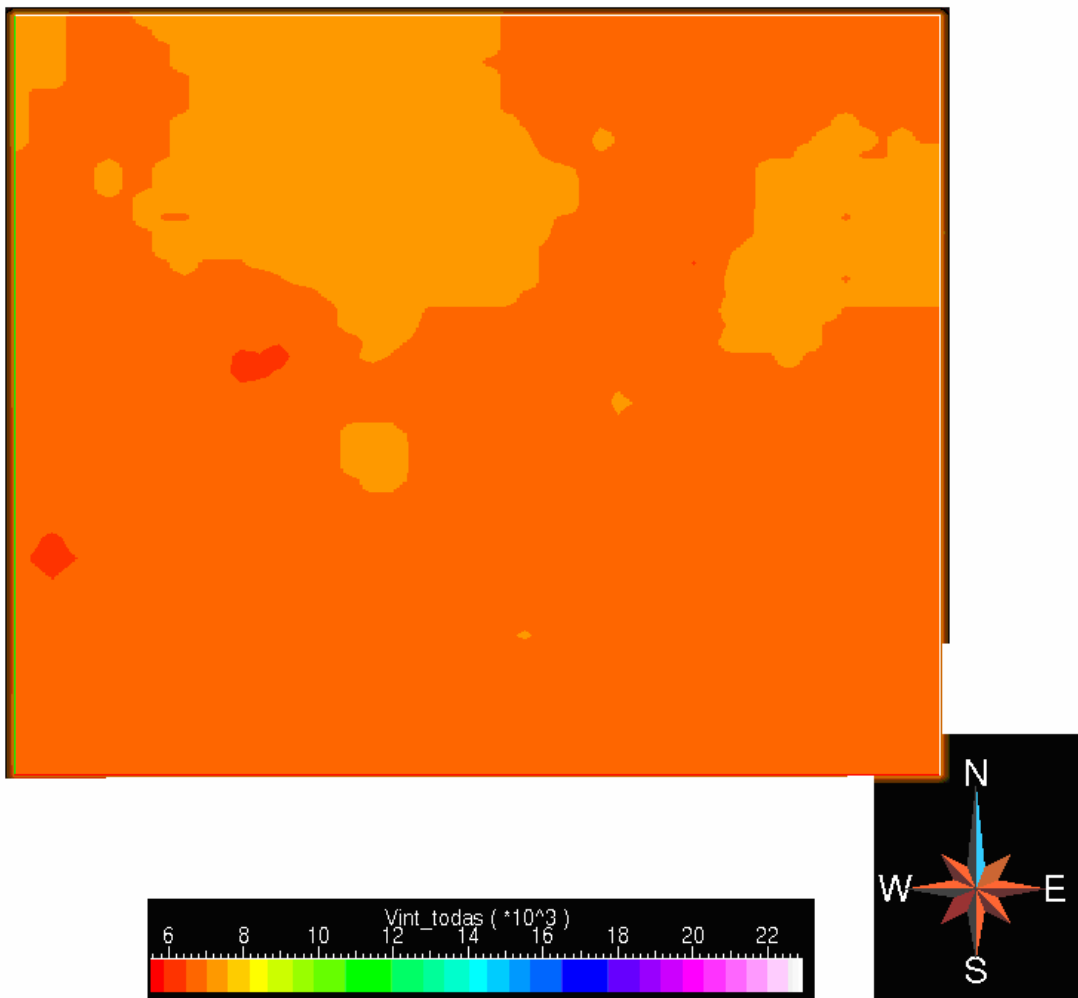


Figura 68. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Somero

La figura 69 muestra una vista en planta del modelo de velocidades en la capa Carapita, donde se observa que las velocidades predominantes son de 10000 pies/s y una variación lateral baja donde las velocidades varían de forma muy suave, además de esto la zona central de velocidades bajas se puede observar y queda claro que existe variación lateral en las velocidades y que no toda la capa es homogénea en su composición. La capa Carapita profundiza y el cambio de velocidad con el aumento de la profundidad es muy bajo, esto es debido al bajo gradiente vertical que presentan las velocidades en esta capa.

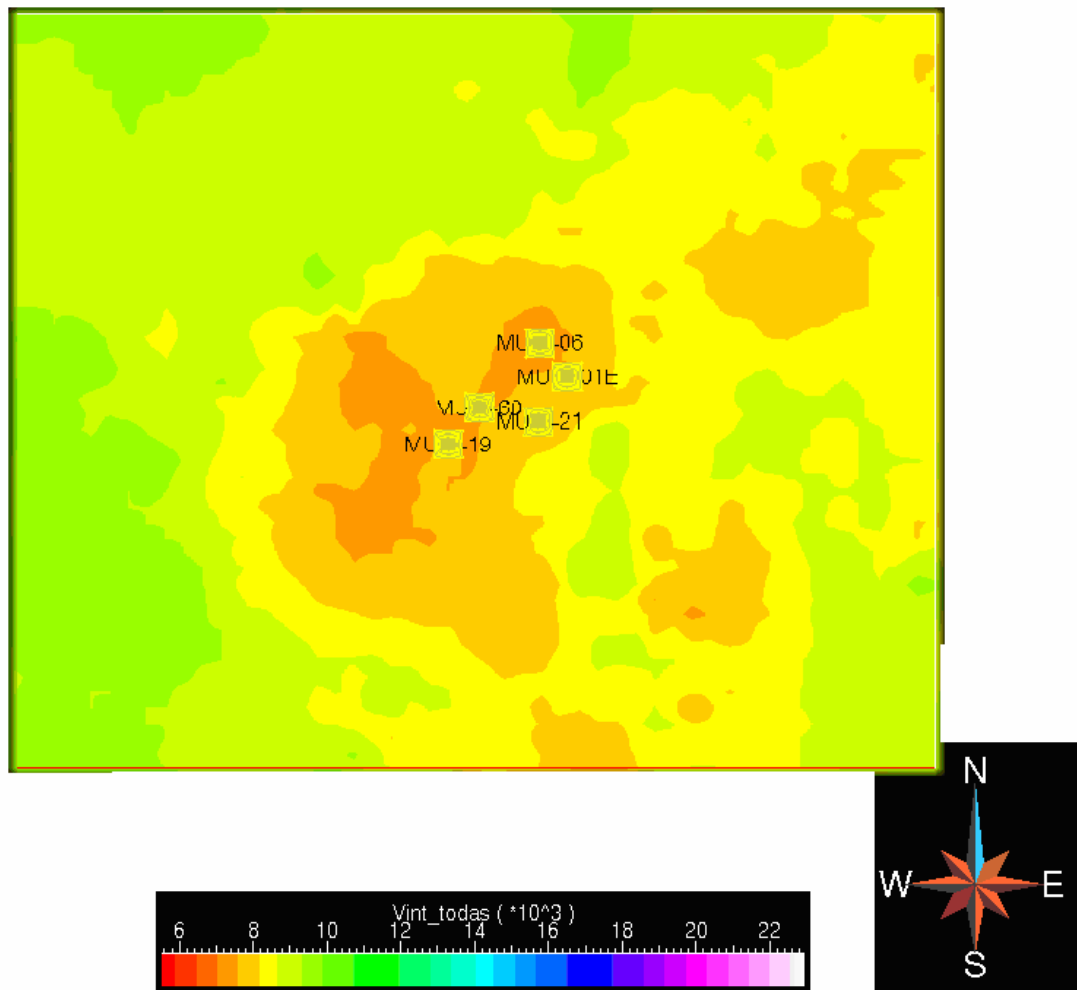


Figura 69. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Carapita.

La capa Yacimiento presenta variaciones laterales y verticales de velocidad, y de igual manera la zona de velocidades relativamente bajas es la central, también puede influir en esto que la zona yacimiento fue modelada únicamente con los datos de pozos y el control en las zonas donde los pozos no existen es poco las zonas de extremos sur y noroeste carece de pozos, esto puede influir en que las velocidades aumenten ahí de forma violenta como se ve en la figura 70.

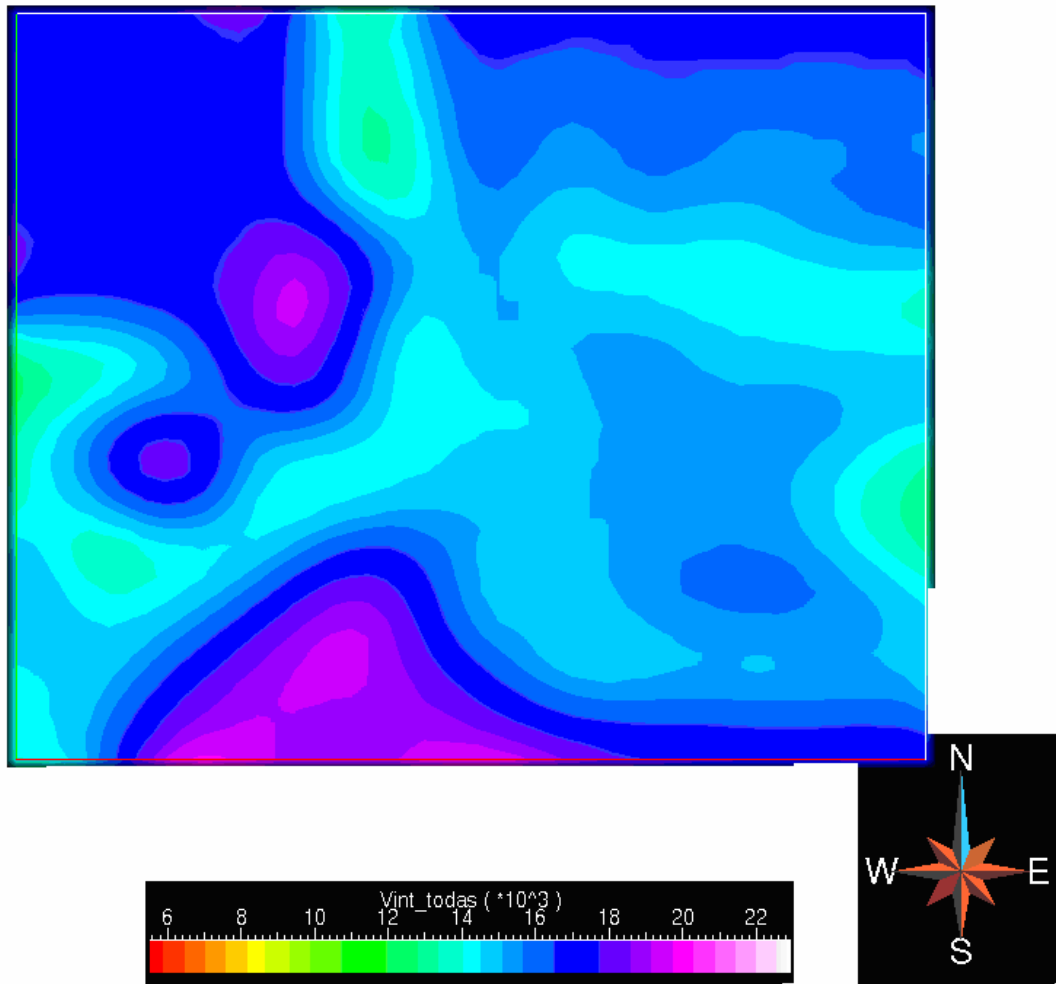


Figura 70. Vista en planta del modelo de velocidades en la región Yacimiento.

En la figura 76 (apéndice C) se puede ver el modelo inicial de velocidades que se tenía para el campo Carito, el cual fue realizado utilizando sólo “check shots” y velocidades RMS. Este modelo no tiene definición por capas como el modelo calculado en este trabajo, ni presenta las velocidades bajas como producto de la chimenea de gas.

Esta nueva metodología para crear modelos de velocidades puede ser la base para mejorar las imágenes sísmicas que han sido el problema fundamental de estos campos de la región Oriental de Venezuela.

La figura 71 muestra el histograma de las velocidades en la región Somero obtenidas luego del modelo. Se puede ver que los rangos y la distribución de los datos varían poco en comparación a los datos de entrada vistos en los histogramas de velocidades en el capítulo 5 página 63.

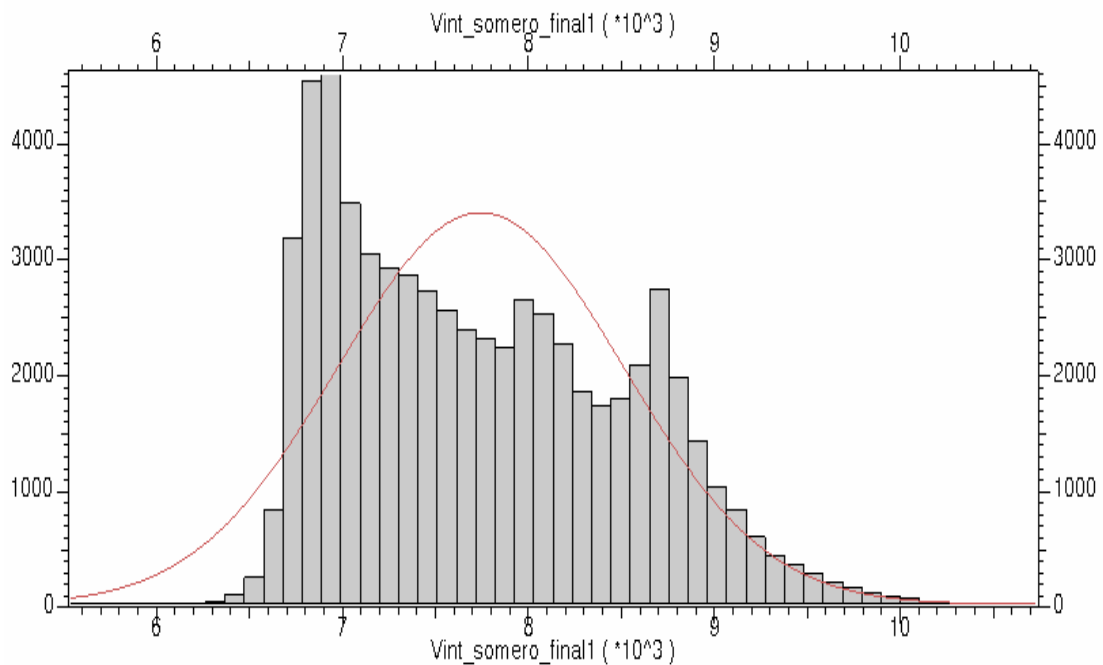


Figura 71. Histograma de velocidades en el modelo de la región Somero.

En las figuras 72 y 73 se ven los histogramas de velocidades del modelo final obtenido, comparados con los histogramas de los datos de entrada (capítulo 5, página 64) se ve que los valores de salida tienen el mismo rango y distribución de datos.

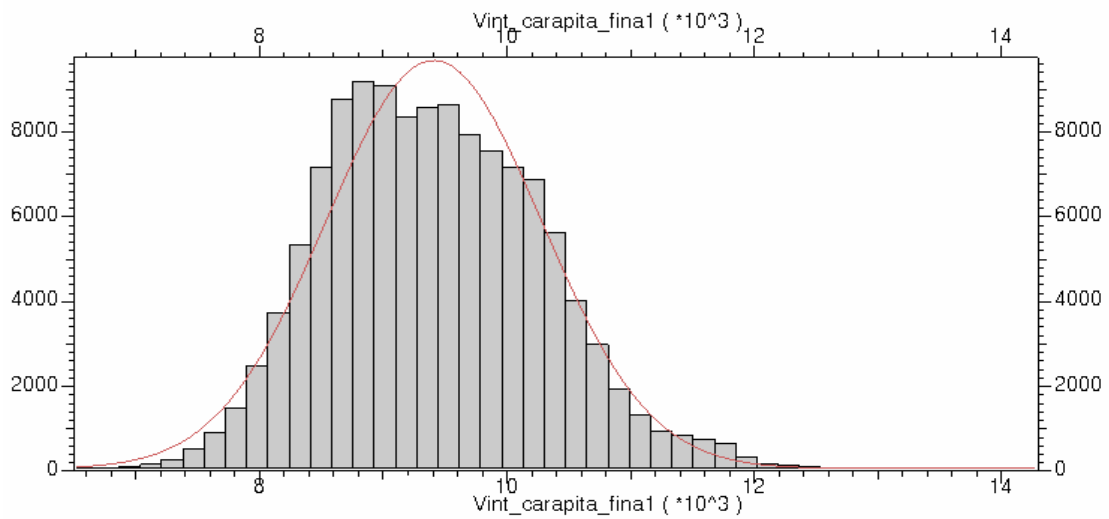


Figura 72. Histograma de velocidades en el modelo región Carapita.

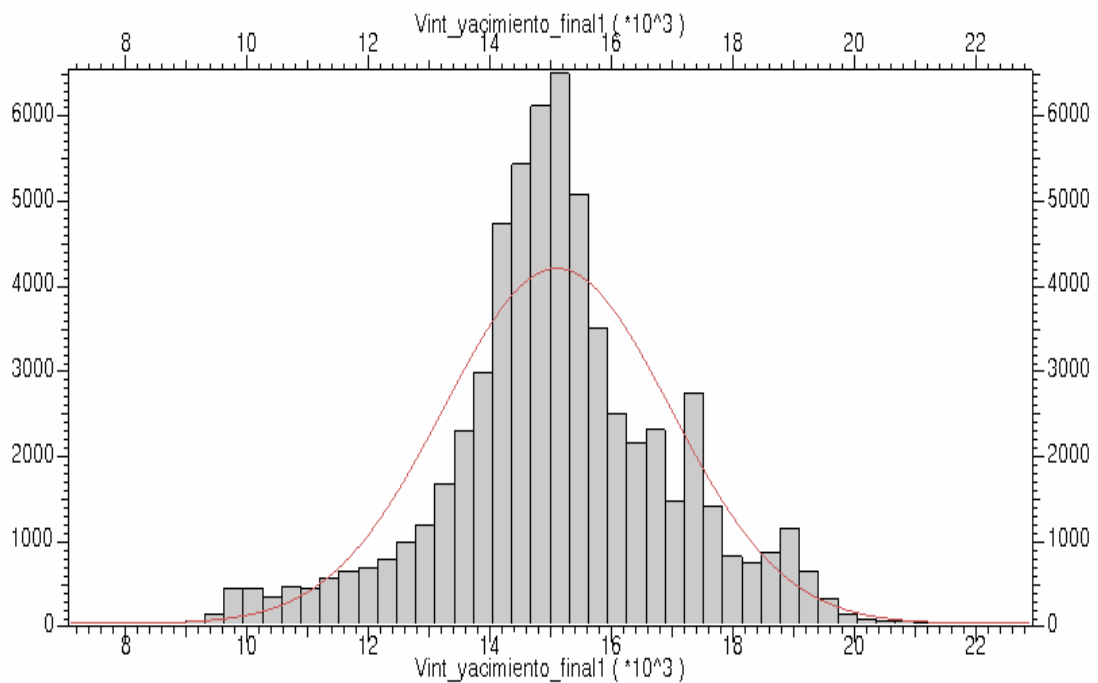


Figura 73. Histograma de velocidades en el modelo región Yacimiento.

Esto nos permite garantizar que los datos de salida corresponden a datos reales de entrada existentes en la zona y que son empleados en la realización de este trabajo.

CONCLUSIONES

Luego de presentar los resultados y de realizar los análisis correspondientes se pueden argumentar las siguientes conclusiones:

1. El control de calidad de los datos de pozos es esencial para la creación del modelo de velocidades para garantizar datos que sean acordes con la realidad y no emplear datos de mala calidad.
2. Partiendo de los registros sísmico y “check shot” se pueden definir capas que contengan formaciones distintas de características similares en propiedades como la velocidad intervállica.
3. Los registros sísmico y “check shot” se pueden emplear como discriminadores confiables del cambio de litológico presente en una región.
4. En función de las velocidades intervállicas y la estratigrafía, el Campo Carito se puede dividir en tres sectores asociados a la litología, el primer sector denominado Somero contiene las formaciones Mesa, Las Piedras y La Pica. El segundo sector denominado Carapita contiene a la formación que tiene su mismo nombre. El tercer sector denominado Yacimiento, que incluye a la formación Naricual, principal productora de hidrocarburos en este Campo.
5. Las tendencias encontradas a partir de los registros sísmicos y “check shot” definen por medio de una regresión de los datos una ecuación de ajuste lineal de la velocidad en función de la profundidad para la región Somero.
6. Los pozos que tienen registros en el sector de la capa Carapita presentan tendencias lineales; sin embargo, las regresiones hechas muestran que los pozos no se correlacionan totalmente entre sí en esta propiedad (velocidad intervállica) porque presenta variaciones laterales.
7. En la capa Yacimiento no se puede modelar la velocidad empleando una tendencia lineal ni de ningún otro tipo porque no se aprecia tendencia alguna en las curvas para esta zona, sólo se puede modelar empleando los datos de pozos propiamente.

8. La metodología utilizada para crear el modelo de velocidades fue adecuada y se puede aplicar en otros campos que tengan las mismas necesidades.
9. La aplicación de la herramienta GOCAD y el método DSI (discrete smooth interpolation) aplicado a la capa Yacimiento, es un método que ofrece una buena solución cuando sólo se tienen los datos de pozos, definiendo bien los parámetros que limitan la zona de estudio para que haya datos en toda su extensión.
10. Con el modelado de velocidades parece ser posible identificar rasgos particulares de algunas zonas, como la posible influencia de fluidos (gas) reflejado en una disminución relativa de velocidades. También permite identificar cambios dentro la Formación Carapita asociables a cambios litológicos, como presencia de intervalos arenosos
11. La creación del modelo de velocidades empleando la combinación de registros sínicos y “check shot” es una combinación que demuestra resultados robustos para la posterior aplicación en la migración pre-apilamiento

RECOMENDACIONES

1. Utilizar las velocidades de procesamiento como variable secundaria en la creación del modelo para tener una guía más profunda y no hasta donde existan los datos de pozos.
2. Utilizar el modelo de velocidades obtenido como control de calidad y guía de las velocidades utilizadas en el procesamiento, ya que éste es la base para realizar la migración pre-apilamiento.
3. Mejorar la interfase creada en la interpretación de la región Somero y región Carapita.
4. Discretizar las anomalías muestreadas en los pozos para darles presencia en la creación de las propiedades (velocidades) por la ecuación de las tendencias.
5. Editar los datos de entrada antes de cargarlos al software GOCAD en una hoja de cálculo alternativa como EXCEL.
6. Cuando exista la presencia en un registro de una anomalía o datos que se salgan de la tendencia pero presenten valores lógicos, compararlo en el intervalo con un registro que mida otra propiedad para garantizar que son datos reales.
7. Para creaciones de modelos posteriores a este se puede aumentar el número de realizaciones para tener un mejor control estadístico.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Aki, K., and P. G. Richard, (1980) **Quantitative Seismology-Theory and Methods**, W.H. Freeman and Co., San Francisco.

Angulo, S y J. Rodríguez, (2001) **Estudio sedimentológico de la formación Naricual en los campos Carito norte y oeste del estado Monagas**. Trabajo Especial de Grado, Caracas – UCV, 117 p.

Benkovics, L., M. Bolívar, C. Marquez, A. Octavio, J. Reveron y E. Sifontes, (2003) **Interpretación estructural en profundidad del Campo Carito, norte de Monagas**. Informe Técnico. INTEVEP, Los Teques.

Bolívar, M. y J. Helwig (2002) **Efectos del gas en la imagen sísmica y posible chimenea de gas, Carito, Venezuela**. PDVSA Exploración y Producción. Publicación.

Bolívar, M. y W. Maestracci, (2004), **Informe modelo estructural (Campo Carito – Mulata)**, PDVSA Exploración y Producción, Gerencia de Yacimientos, Superintendencia de Estudios Integrados.

Cantos, F., (1974) **Tratado de geofísica aplicada**, Litoprint, Madrid, 520 p.

Carpio, Betty, (1998) **Distribución areal de las características petrofísicas en el campo Carito Norte, Área Norte del Estado Monagas**. Trabajo Especial de Grado, Ciudad Bolívar – UDO, Núcleo de Bolívar, Escuela de Ciencias de La Tierra. 130 p.

Castillo, C., R. García, G. Gedler, R. Porjesz, O. Rondon, (2000) **Introducción a la geoestadística petrolera**. Manual, Los Teques, INTEVEP

Dewam, J. (1984), **Modern Open-hole Log Interpretation**. Pág 139-142

Dix, C., (1955), **Seismic velocities from surface measurements: Geophysics**, 20 (1): 68-86.

Dobrin, M., (1961), **Introducción a la prospección geofísica**, Ediciones Omega, S.A., Barcelona, España. 483 p.

González de Juana, C; J. Iturralde, y X. Picard, (1980), **Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas**, Tomo II, Ediciones FONINDES, Caracas-Venezuela.

Kim, Y., C. Samuelsen and T. Hauge (1996), **Efficient velocity building for prestack depth migration**, Exxon Production Research Company, Houston Texas.

Mallet, J. L. (2002) **Geomodeling**. Publicación. Oxford University Press

Parnaud, F., I. Truskowski, Y. Gou, O. Gallango, J. Pascual, F. Roure, J Di Croce, y H. Passalacqua, (1991) **Modelo geológico integrado del transecto Chacopata – Uverito. Cuenca Oriental de Venezuela**. INT-02337,91. Los Teques. PDVSA Intevep.

Requena, N. (2000), **Análisis de velocidad de sísmica de superficie y de pozos para migración en profundidad, utilizando datos 3D de los campos El Furrial y El Carito**. Trabajo Especial de Grado, Caracas – UCV. 200 p.

Rohlf, F. J. y R. Sokal (1965). **Statistical Tables**. W. H. Freeman and Company. State University of New York at Stony Brook.

Schlumberger Oilfield Services (1997). **“WEC - Evaluación de pozos”**. Caracas: Schlumberger Oilfield Services. 44 p.

Schmitt, A. (1966), **Propagation of elastic waves in layered media**: Masters Thesis, Department of Electrical Engineering, The University of Texas.

Serrano, Omar. (1998). **Recopilación de Información sísmica de pozo (check shot y/o WST)**. PDVSA – Exploración y Producción Gerencia de Evaluación de Prospectos, Área Norte de Monagas (Ex – CORPOVEN). Puerto La Cruz

Taner, M. T., y F. Koehler (1969), **Velocity spectra-digital computer derivation and applications of velocity functions**: Geophysics, 31 (1): 859-881.

Western Atlas (1992), **Introduction to Wireline Log Analysis**. Pág 142

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

Dolado, Javier (1999). **Validez de las Predicciones en la Estimación de Costes**. Disponible en:

<http://www.sc.ehu.es/jiwdocoj/remis/docs/validez/validez.htm>.

Consultada en Octubre de 2006.

Léxico Estratigráfico de Venezuela (1970) **Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela**. Disponible en:

<http://www.pdv.com/lexico/oriente.htm>. Consultada en Octubre de 2006.

Schlumberger Oilfield Services, 2002: La era de las imágenes en escala de la profundidad. Disponible en:

<http://www.slb.com/media/services/resources/oilfieldreview>. Consultada en Julio de 2006.

Schlumberger Oilfield Services, Glosario en línea. Disponible en:

<http://www.glossary.oilfield.slb.com>. Consultada en Julio de 2006.

Sheriff, R. (2004) **Enciclopedia de Geofísica Aplicada**. Disponible en www.seg.org. Consultada en Octubre de 2006.

APÉNDICES
APÉNDICE A

Ecuaciones utilizadas en el modelado de Carapita.

En el modelado de Carapita se emplearon todas las ecuaciones obtenidas y no usa sola general, a continuación se presenta una tabla con todas las ecuaciones.

| Tabla 6. Ecuaciones utilizadas en capa Carapita | | | |
|---|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|
| Pozo | Ecuación | Pozo | Ecuación |
| CRC-01X | $V_i = 0,26 * \text{prof} + 6280,5$ | MUC-38 | $V_i = 0,23 * \text{prof} + 6745,1$ |
| CRC-03 | $V_i = 0,21 * \text{prof} + 6788$ | MUC-40 | $V_i = 0,36 * \text{prof} + 4891,2$ |
| CRC-06 | $V_i = 0,2 * \text{prof} + 6720,1$ | MUC-41 | $V_i = 0,25 * \text{prof} + 6775,8$ |
| CRC-07 | $V_i = 0,17 * \text{prof} + 7012,8$ | MUC-42 | $V_i = 0,32 * \text{prof} + 5903,8$ |
| CRC-09 | $V_i = 0,25 * \text{prof} + 6499,6$ | MUC-43 | $V_i = 0,33 * \text{prof} + 6004,3$ |
| CRC-16 | $V_i = 0,19 * \text{prof} + 6958,8$ | MUC-44 | $V_i = 0,37 * \text{prof} + 6040,1$ |
| CRC-18 | $V_i = 0,27 * \text{prof} + 5834,2$ | MUC-46 | $V_i = 0,23 * \text{prof} + 7015,6$ |
| MUC-01E | $V_i = 0,24 * \text{prof} + 5387,4$ | MUC-53 | $V_i = 0,22 * \text{prof} + 6295,3$ |
| MUC-02 | $V_i = 0,23 * \text{prof} + 7328,2$ | MUC-64 | $V_i = 0,23 * \text{prof} + 6738,2$ |
| MUC-08 | $V_i = 0,31 * \text{prof} + 6590,2$ | MUC-65 | $V_i = 0,42 * \text{prof} + 4257,1$ |
| MUC-10 | $V_i = 0,02 * \text{prof} + 8220,2$ | MUC-68 | $V_i = 0,34 * \text{prof} + 5980,9$ |
| MUC-13 | $V_i = 0,32 * \text{prof} + 5641,6$ | MUC-96 | $V_i = 0,33 * \text{prof} + 6176,6$ |
| MUC-14 | $V_i = 0,22 * \text{prof} + 7620,3$ | MUC-99 | $V_i = 0,35 * \text{prof} + 6060$ |
| MUC-16 | $V_i = 0,35 * \text{prof} + 4810,8$ | SBC-10E | $V_i = 0,18 * \text{prof} + 6479,2$ |
| MUC-19 | $V_i = 0,18 * \text{prof} + 6564,5$ | SBC-13 | $V_i = 0,07 * \text{prof} + 8791,5$ |
| MUC-20 | $V_i = 0,14 * \text{prof} + 7401,2$ | SBC-40 | $V_i = 0,25 * \text{prof} + 6211,4$ |
| MUC-21 | $V_i = 0,23 * \text{prof} + 6194,1$ | | |

Todas estas producto de las regresiones realizadas a los registros sínicos y “check shot”.

La velocidad de intervalo está en unidades pies/s y la profundidad en pies. Esto es válido para el intervalo de la capa Carapita que va desde 6000 pies a 15000 pies aproximadamente.

APÉNDICE B

Horizontes sísmicos empleados en la creación de las superficies.

La figura 74 muestra las líneas sísmicas en profundidad interpretadas para Carapita. Cabe resaltar que en la zona noroeste no hay imagen sísmica producto de que está el pueblo de Punta de Mata.

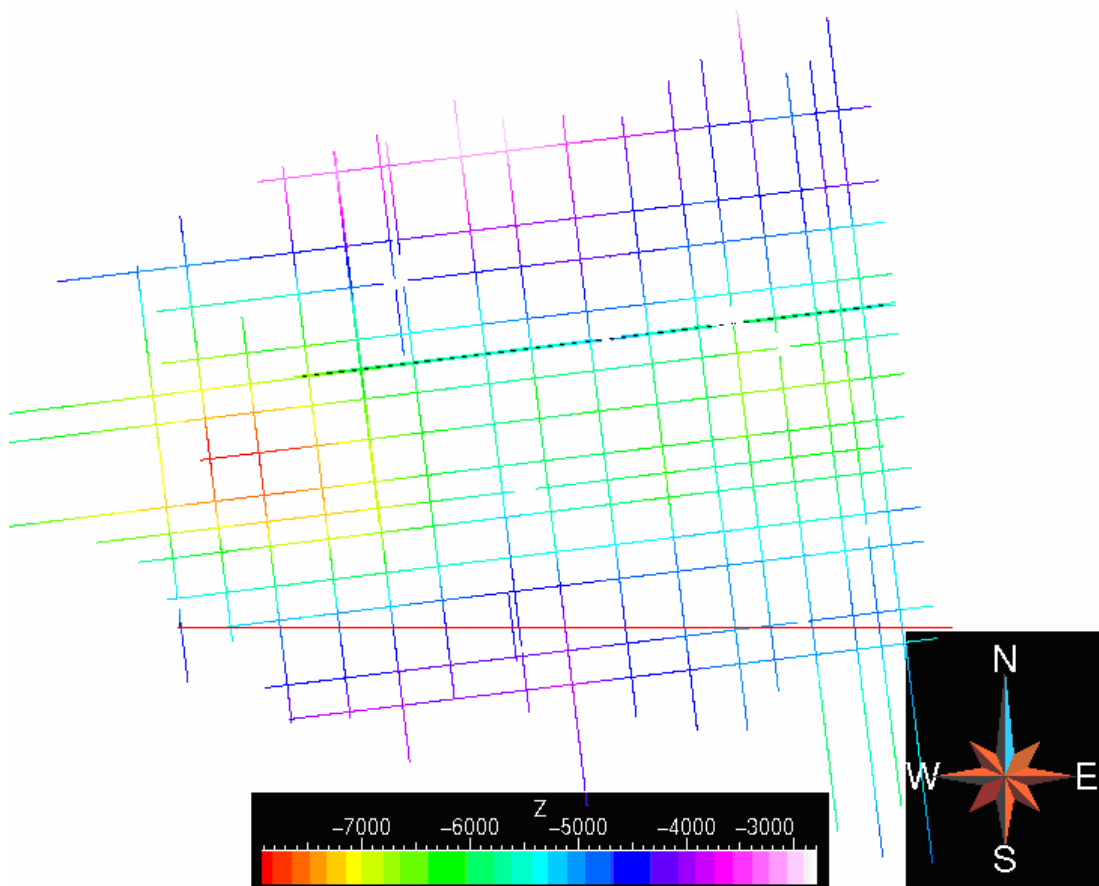


Figura 74. Líneas sísmicas interpretadas para Carapita.

La figura 75 muestra la combinación de los horizontes sísmicos interpretados de los campos Pirital, Carito y Furrial para el tope de Naricual Superior

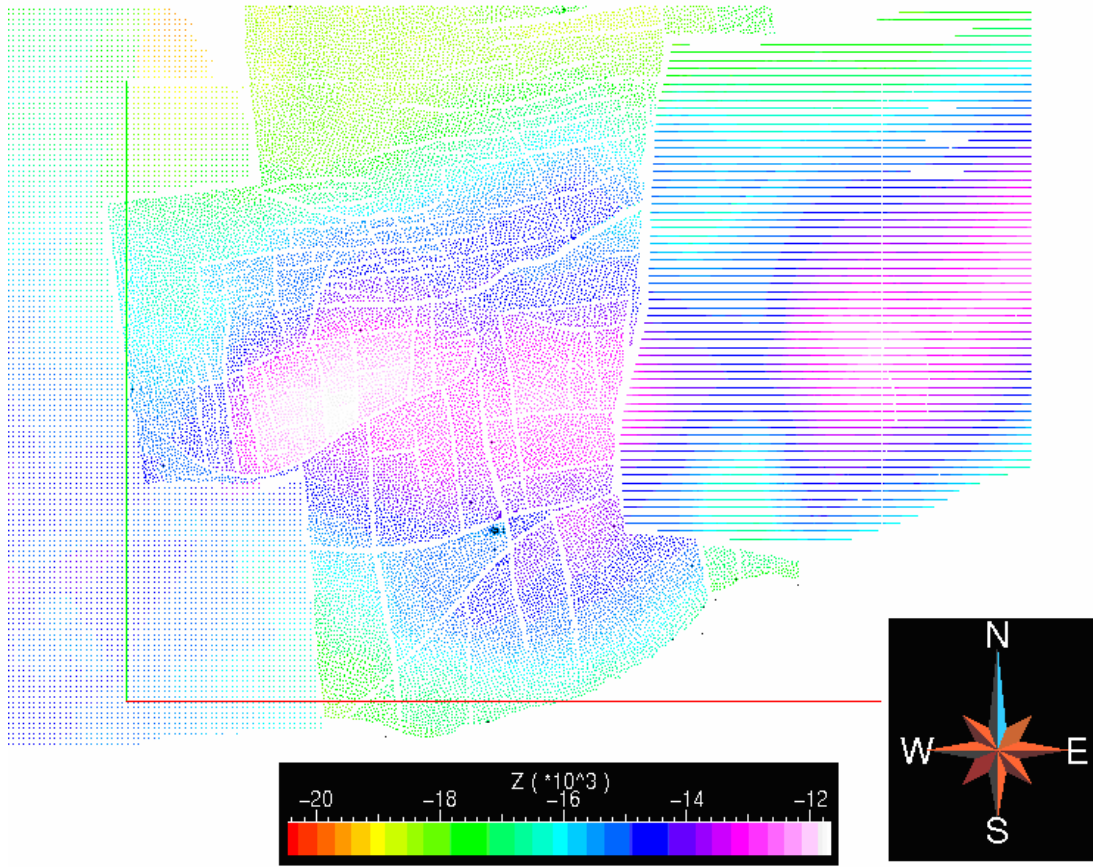


Figura 75. Horizonte sísmico interpretado de Naricual Superior.

APÉNDICE C

Modelo de velocidades en tiempo inicial del campo Carito.

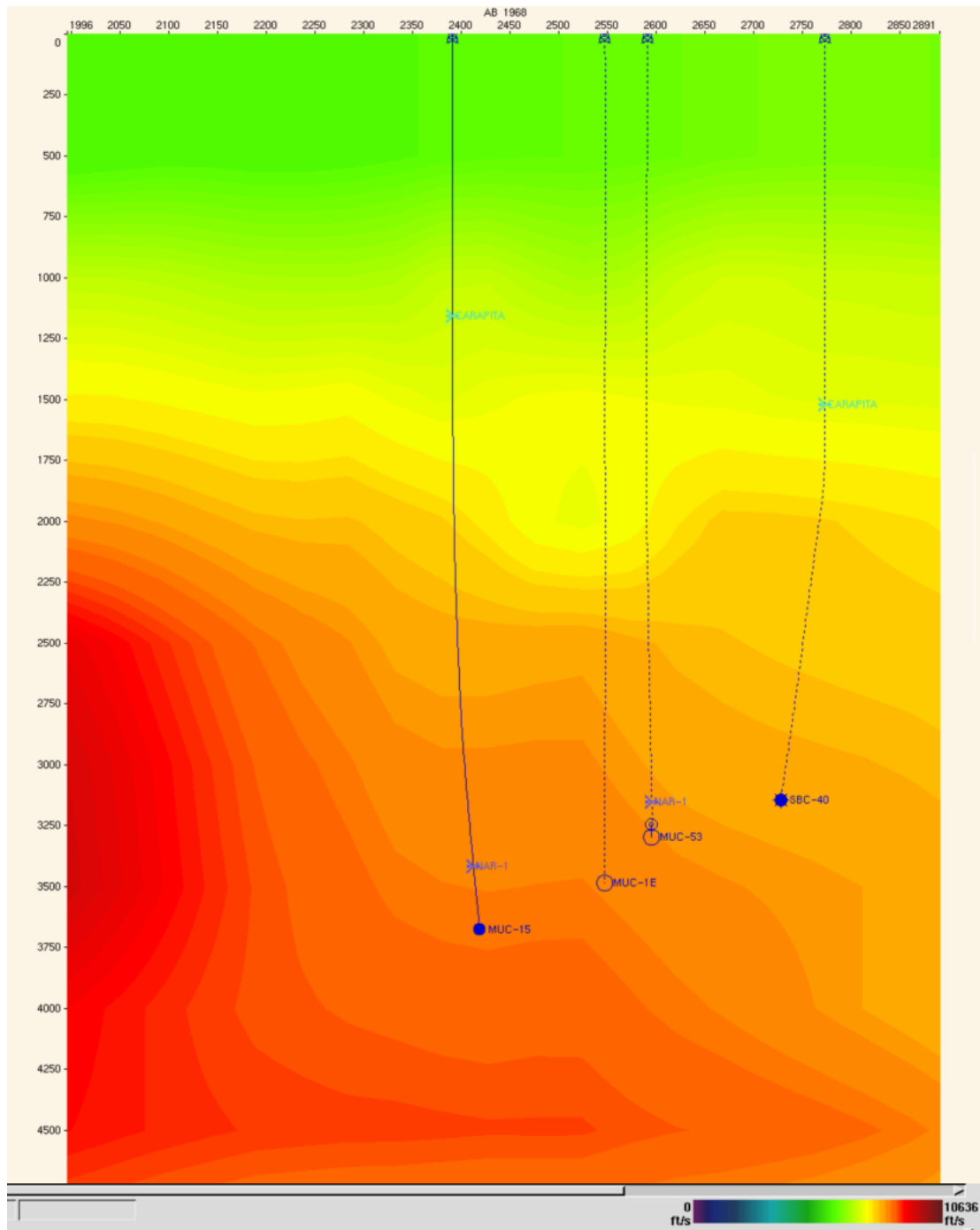


Figura 76. Modelo de velocidades previo sólo utilizando “check shot”