



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

**"CÁLCULO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS EN CUATRO
POZOS DE LA CUENCA DEL VALLE DE MÉXICO Y SU
CALIBRACIÓN CON LÍNEAS SÍSMICAS DE REFLEXIÓN."**

TESIS

**PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA

NORMA VALDEZ RESÉNDIZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. GUILLERMO PÉREZ CRUZ

MÉXICO, D.F.

2015

Dedicado con amor a mi hijo César Arturo Flores Valdez, quien estuvo a mi lado desde que este camino inició, por quien continuó y quien se esforzó desde entonces conmigo sin soltar mi mano y sin dejar de darme su amor.

Norma

No existen los obstáculos, sólo las oportunidades. Aprovechalas ahora.

Tenzin Palmo

Cuanto más motivado estés por el amor, más audaz y libre será tu acción.

Dalai Lama

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la vida, por darme la maravillosa oportunidad de contemplar su belleza, aprender a amar, a perdonar, a levantarme, a soñar y a lograr mis anhelos.

A nuestra Madre Tierra por permitirme ver tanta grandeza, caminar por sus montañas, selvas, desiertos y bosques; porque de ella y en ella he vivido y aprendido, admirando la naturaleza, nadando en sus aguas prístinas, observando y respetando todo cuanto me rodea entendiendo que somos uno mismo y todos estamos conectados. En los hermosos atardeceres y noches llenas de estrellas de las que me permitió ser testigo desahugué mis lágrimas para seguir, logrando sonreír; en su tierra purifiqué mi ser para no perderme en sentimientos viciados y en sus aguas me liberé de todo aquello que me ataba a un futuro oscuro.

A mi hijo Arturo, quien sacrificó momentos conmigo pero siempre ha creído en mí. Por ser mi fuerza, razón, inspiración y el amor de mi vida. Cada segundo lejos de él fue para construir un futuro para los dos. Porque cada vez que regresé de un viaje estuvo allí para abrazarme y decirme “mamá, aquí estoy”. Por todas las sonrisas que su hermoso rostro me ha obsequiado dándome el impulso para no detenerme jamás. Pero sobre todo por darme la dicha de ser su madre.

Agradezco a mi madre Norma por regalarme la vida, por sus abrazos y saberme escuchar. A mi padre Sergio por todas las historias que ha compartido conmigo y por el esfuerzo de vivir feliz. A ambos por traerme a este mundo lleno de posibilidades y misticismo, gracias por las lecciones de vida y enseñarme a ser fuerte, a perseverar y a alcanzar mis objetivos. Ambos son ejemplo de fuerza de voluntad y les agradezco la paz que impera hoy entre nosotros.

A mi hermano Sergio por ser mi apoyo en momentos complicados para los dos. Por ese juego de ajedrez a la luz de un eclipse lunar, por impulsarme a escribir y por enseñarme que no siempre lloverá.

En recuerdo a mi abuelo Jorge, quien vive en mí. Por su gran amor, sus abrazos, sus canciones en la madrugada y por todas las palabras de afecto que depositó en mí. Te sigo viendo en las estrellas desde que partiste.

A mi tía Maribel por apoyarme sin importar la distancia, por crecer conmigo y por muchos recuerdos felices en mi infancia.

A mis amigos los geólogos por despertarme el amor a dicha ciencia, por todas las risas, el apoyo y sobre todo su hermosa y eterna amistad. Marybeth, Garfias, Vago y Mono les agradezco esos días en el desierto bajo ese cielo lleno de estrellas, donde aprendí tanto de lo que más aman y en donde felices, con ayuda del té de jazmín y gas metano, vimos estrellas fugaces mientras reíamos sin parar. Mary gracias por compartir conmigo tu casa cuando más lo necesitaba, por abrirme tu corazón y por volverte tan importante en mi vida. Garfías gracias por todas las veces que me tendiste tu mano para seguir, tu hombro para llorar y tus chistes planeados para olvidar. Uri tu lealtad y gran apoyo en todo momento, siempre un caballero y un gran amigo incondicional. Werito "Suavecito" gracias por todos los debates, por tu compañía y cariño y sobre todo por ser tan emotivo con todo. Mono agradezco la confianza que me has tenido, tu apoyo y las risas que me has robado con tus ocurrencias. Vago te agradezco la paciencia para transmitirme tus conocimientos y tus bromas que me han hecho reír tanto. Charly gracias por los conocimientos de espiritualidad que me diste, por las oaxaquizas y por escucharme siempre. A Ely por ser mi amiga desde hace varios años y por la fortaleza que me has dado todos estos años a través de todos los cambios que ha habido en mi vida. Gracias a todos por las lecciones de humildad.

A Rubén y a Nessim por abrirme las puertas de su casa, por acogerme en los días de desesperación y tristeza, por sus consejos, comidas y por su confianza en mí.

A Peter por ser incondicional y a pesar de estar lejos siempre encontró las palabras para hacerme sentir su abrazo, cariño y hermosa amistad. Porque siempre supo que decirme en todo momento.

A Sajman y a Gina por ser mi familia y por las grandes lecciones de vida que con ustedes he aprendido. Por todos los años en los que hemos permanecido unidos ante cualquier circunstancia. Por el amor que sus padres me dieron y me siguen dando y porque siempre todos ustedes creyeron que lograría todo lo que me propusiera.

A Gabriel y a Memo, mis amigos civiles, por compartir conmigo este camino, por las pláticas tan variadas y ricas, por su apoyo, regaños, consejos, risas y sobre todo por su amistad

A mis compañeros de carrera Iván (Gokú), Gerardo (Argentino), Miguel (Wasausky), José González Reynaga, Brendita, Pablito, Jacobo (Tío), Mike (Sucio), Berrocal, Mike Méndez, por toda la ayuda y el trabajo en equipo; porque gracias a su apoyo hoy logro un sueño.

A los amigos que han compartido la vida conmigo y que hoy siguen a mi lado.

A los profesores que me dieron la formación académica que respaldará mi trabajo presente y futuro.

Y agradezco haber aprendido a ser yo mi propia senda, me convertí en la escritora de mi destino y no sólo espectadora.

Finalmente, agradezco al Dr. Guillermo Pérez Cruz, al M. en I. Alfonso Reyes Pimentel y al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez por su gran apoyo durante la elaboración de esta tesis, y al Ing. José Antonio Escalera Alcocer, Director de PEMEX Exploración y Producción, por su autorización del uso de los datos sísmicos de reflexión y de pozo del Valle de México que fueron de vital importancia para la realización de esta tesis.

ÍNDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN.	2
CAPÍTULO 1.- GENERALIDADES	
1.1 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	3
1.2 ANTECEDENTES GEOFÍSICOS	9
1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	13
1.4 OBJETIVOS	13
1.5 ALCANCE	13
1.6 INFORMACIÓN	14
1.7 METODOLOGÍA	15
CAPÍTULO 2.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS	
2.1 MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXIÓN	17
2.1.1 PRINCIPIOS DEL MÉTODO	18
2.1.2 EQUIPO, METODOLOGÍA, TÉCNICAS DE CAMPO Y REGISTRO SÍSMICO	21
2.2 PERFIL SÍSMICO VERTICAL	23
2.3 RELACIONES EMPÍRICAS (ECUACIÓN DE GARDNER)	25
2.4 REGISTROS DE POZOS	27
2.4.1 REGISTRO SÓNICO	27
2.4.2 REGISTRO DE DENSIDAD	29
2.5 FUNDAMENTOS DE LA GENERACIÓN DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS	31
2.6 RESOLUCIÓN SÍSMICA	33

CAPÍTULO 3.- ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	
3.1 ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN	36
3.2 RECONSTRUCCIÓN DE CURVAS CON RELACIONES EMPÍRICAS ENTRE VELOCIDAD Y DENSIDAD. CÁLCULO DE IMPEDANCIA ACÚSTICA	38
3.3 CONVERSIÓN DE LOS REGISTROS DE POZOS A TIEMPO Y CÁLCULO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS	40
3.4 CALIBRACIÓN DE LAS CURVAS TIEMPO – PROFUNDIDAD	40
3.5 MODELO DE VELOCIDADES EN 3D. CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD	41
CAPÍTULO 4.- RESULTADOS	
4.1 OBTENCIÓN DE RELACIONES EMPÍRICAS PARA EL CÁLCULO DE DENSIDAD A PARTIR DE VELOCIDAD DEL SÓNICO Y VICEVERSA	42
4.2 RECONSTRUCCIÓN DE REGISTROS SÓNICOS Y DE DENSIDAD EN ZONAS FALTANTES Y GENEACIÓN DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.	49
4.3 CORRELACIÓN DEL SISMOGRAMA SINTÉTICO CON LA SÍSMICA ORIGINAL.	71
4.4 GENERACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES	74
CAPÍTULO 5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
5.1 CONCLUSIONES	78
5.2 RECOMENDACIONES	81
REFERENCIAS	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Faja Volcánica Transversal Mexicana. Gómez *et al.* (2005).

Figura 2. Mapa geológico de la Cuenca de México, Schlaepfer (1968).

Figura 3. Mapa Gravimétrico, Marsal y Mazari 1959. Pérez-Cruz (1988).

Figura 4. Estudio de sísmica de refracción Secretaría de Hacienda y Crédito Público en 1969. Pérez-Cruz (1988).

Figura 5. Sísmica de reflexión y pozos profundos de la Ciudad de México. Pérez-Cruz (1988).

Figura 6. Ubicación de las líneas sísmicas de reflexión y de los cuatro pozos de sondeo.

Figura 7. Diagrama de flujo de la metodología.

Figura 8. Propagación de la onda P. Gadallah *et al.* (2009).

Figura 9. Propagación de la onda S. Gadallah *et al.* (2009).

Figura 10. Movimiento de una partícula ejemplificando el movimiento de una onda Rayleigh. Gadallah *et al.* (2009).

Figura 11. Frente de ondas y rayos. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

Figura 12. Reflexión y refracción. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

Figura 13. Método de sísmica de reflexión. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

Figura 14. Simulación de grabación de sísmica de reflexión, basada en la Figura 13. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

Figura 15. Trayectoria de los rayos en el PSV. Figura tomada de Sheriff *et al.* (1995).

Figura 16. *Crossplot* logarítmico de velocidad – densidad para distintos tipos de rocas. Veeken (2007).

Figura 17. Respuesta típica que se puede generar en el tiempo de tránsito medido por un registro sísmico. Tomado de Ricco (2012).

Figura 18. Método de construcción de un sismograma sintético. Modificado de Veeken (2007).

Figura 19. La resolución de las reflexiones de la cima y de la base de una capa es dependiente del espacio entre ondas. Modificado de Brown (2004).

Figura 20. Demostración del límite de separabilidad y del límite de visibilidad. Modificado Brown (2004).

Figura 21. Gráfico logarítmico de velocidad contra densidad. Mediante un ajuste lineal se obtuvo una relación similar a la Ecuación de Gardner $\rho = 0.25V^{0.25}$.

Figura 22. Registros sísmico (en unidades de velocidad) y densidad de los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, Roma-1 y Tulyehualco-1.

Figura 23. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 en escala lineal.

Figura 24. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 en escala logarítmica.

Figura 25. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala lineal.

Figura 26. Registro sísmico Pozo Mixhuca-1. Se observa que en los primeros 1000 m el registro presenta mucho ruido (zona encerrada con cuadrado rojo).

Figura 27. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala lineal.

Figura 28. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala logarítmica.

Figura 29. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 y pozo Mixhuca-1 en escala lineal.

Figura 30. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 y pozo Mixhuca-1 en escala logarítmica.

Figura 31. Registro sísmico original en unidades de velocidad (azul) y registro de densidad original (rojo) pozo Copilco-1.

Figura 32. Registros sísmico original, sísmico calculado a partir de la densidad, densidad calculada a partir de la velocidad y PSV para el pozo Copilco-1.

Figura 33. Registros sísmico y densidad reconstruidos para todo el pozo e Impedancia Acústica para el pozo Copilco-1.

Figura 34. Extracción de la ondícula a partir de la zona somera de la sísmica de reflexión del pozo Copilco-1.

Figura 35. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona somera; en la derecha el espectro de potencia, pozo Copilco-1.

Figura 36. Extracción de la ondícula a partir de la zona intermedia de la sísmica de reflexión del pozo Copilco-1.

Figura 37. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona intermedia; en la derecha el espectro de potencia, pozo Copilco-1.

Figura 38. Extracción de la ondícula a partir de la zona profunda de la sísmica de reflexión del pozo Copilco-1.

Figura 39. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona; en la derecha el espectro de potencia, pozo Copilco-1.

Figura 40. Sismograma sintético obtenido de la zona somera, del lado derecho las curvas de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 41. Sismograma obtenido después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 42. Sismograma sintético obtenido de la zona intermedia, del lado derecho las curvas de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 43. Sismograma sintético obtenido después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 44. Sismograma sintético obtenido de la zona profunda, del lado derecho las curvas de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 45. Sismograma sintético obtenido después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, pozo Copilco-1.

Figura 46. Ventana para generar sismograma sintético utilizando la ondícula de Ricker.

Figura 47. Sismograma sintético obtenido con la ondícula de Ricker.

Figura 48. Parámetros utilizados para calcular el sismograma sintético utilizando la ondícula de Klauder.

Figura 49. Sismograma sintético obtenido con la ondícula de Klauder.

Figura 50. Del lado izquierdo ondícula de Ricker, del lado derecho ondícula de Klauder. Harold (1994).

Figura 51. Registro sísmico original en unidades de velocidad (azul) y registro de densidad original (rojo) pozo Mixhuca-1.

Figura 52. Registros sísmico original, sísmico calculado a partir de la densidad, densidad y densidad calculada a partir de la velocidad para el pozo Mixhuca-1.

Figura 53. Registros sísmico y densidad reconstruidos para todo el pozo e Impedancia Acústica para el pozo Mixhuca-1.

Figura 54. Registro de densidad original del pozo Roma-1.

Figura 55. Registros de sísmico calculado, PSV y densidad original, pozo Roma-1.

Figura 56. Registros de sísmico calculado, densidad original e Impedancia acústica, pozo Roma-1.

Figura 57. Registro sísmico original y de densidad original, pozo Tulyehualco-1.

Figura 58. Registros sísmico original, sísmico calculado, PSV, densidad y densidad calculado, pozo Tulyehualco-1.

Figura 59. Registros sísmico y de densidad reconstruidos para todo el pozo e Impedancia acústica para el pozo Tulyehualco-1.

Figura 60. Sismogramas sintéticos obtenidos con las ondículas sintéticas y las columnas estratigráficas de los cuatro pozos.

Figura 61a. Del lado izquierdo en cada pozo se muestra la columna estratigráfica, del lado derecho la curva de velocidad de intervalo calibrada. Se observa una relación entre ambos.

Figura 61b. Ubicación de la sección respecto a la malla sísmica.

Figura 62. Sismogramas sintéticos generados con la ondícula de Ricker para los cuatro pozos sobrepuestos en la sísmica de superficie.

Figura 63. Sismogramas sintéticos generados con la ondícula de Klauder para los cuatro pozos sobrepuestos en la sísmica de superficie.

Figura 64. Modelo de capas para el área generada para realizar el modelo de velocidades. Se muestran los cuatro pozos y los horizontes (edad geológica en millones de años).

Figura 65. División en minicapas de cada zona antes de la interpolación.

Figura 66. Perfil de la línea compuesta en la que se proyectan los cuatro pozos, las líneas sísmicas, los horizontes, columna litológica y la división en minicapas de cada sección con la interpolación de velocidades utilizando medias móviles.

Figura 67. Conversión de sísmica a profundidad. Se observan los horizontes de las capas y se sobrepusieron las columnas estratigráficas y las curvas $T-Z$ de cada pozo.

INDÍCE DE TABLAS

Tabla 1. Valores de velocidad sónica para distintas litologías. Modificada de Pérez-Cruz (1988).

Tabla 2. Valores de C , densidad real, densidad electrónica y densidad aparente de los minerales y fluidos más comunes que se pueden encontrar en las formaciones sedimentarias. (Serra, 1984).

Tabla 3. Límites típicos de visibilidad y separabilidad para un rango de situaciones geológicas. Modificada de Brown (2004).

Tabla 4. Resolución sísmica para las distintas etapas analizadas de los cuatro pozos.

RESUMEN

El subsuelo de la ciudad de México ha sido estudiado con fines geotécnicos, geohidrológicos, y de respuesta sísmica. En 1986, Pemex realizó un estudio de sísmica de reflexión, el cual ha sido base de modelos de distribución de unidades vulcano-sedimentarias en el subsuelo, de su morfología y de los rasgos estructurales que las afectan. De 1986 a 1987 Pemex realizó un estudio que incluyó la perforación de cuatro pozos de sondeo estratigráfico, el cual es quizá el estudio geológico de subsuelo más importante. Después de casi tres décadas, esta información sigue siendo de gran valía para realizar estudios.

Una asignatura que ha quedado pendiente, es el estudio de velocidades sísmicas a partir de datos de perfiles sísmicos verticales (PSV) y registros sínicos. El estudio de velocidades sísmicas es muy importante ya que permite la conversión a profundidad de los perfiles sísmicos de reflexión y de las superficies derivadas de su interpretación. Además, es útil para caracterizar, desde el punto de vista de una propiedad intrínseca que es la velocidad de propagación de onda P, a los materiales que conforman el subsuelo del Valle de México.

En este trabajo, se presenta un estudio de las velocidades sísmicas a partir del cual se generaron los sismogramas sintéticos utilizando las ondículas de Ricker y de Klauder, los cuales representan modelos de la respuesta sísmica de reflexión en una dimensión sobre la localidad de cada pozo. También se construyó un modelo de velocidades utilizando los valores de velocidad observados en cada pozo mediante los registros sínicos. Estas velocidades se propagaron geoestadísticamente a lo largo de un modelo de minicapas basado en horizontes sísmicos previamente interpretados.

El modelo de velocidades fue utilizado para convertir los registros de pozos de profundidad a tiempo y las secciones sísmicas y los horizontes sísmicos de tiempo a profundidad.

Este modelo permite predecir con un rango de incertidumbre aceptable, la profundidad a la que se encontrarán las capas del subsuelo en nuevas perforaciones profundas, además de utilizarse en la planeación de nuevos estudios. Adicionalmente, podrá ser de utilidad en la construcción de modelos del subsuelo y su respuesta ante movimientos fuertes asociados a sismos naturales.

INTRODUCCIÓN

El subsuelo de la ciudad de México ha sido estudiado con fines geotécnicos, geohidrológicos y de respuesta sísmica. Los estudios se han valido de métodos geofísicos diversos entre los que destacan gravimetría, sísmica de refracción, sondeos eléctricos verticales (SEV's), sísmica de reflexión y sísmica de movimientos fuertes. Mediante la perforación de numerosos pozos someros (profundidad menor o igual a 1000 m) y escasos pozos profundos (profundidad mayor a 1000 m) se han obtenido muestras de cortes y de núcleos que han permitido conocer la constitución y propiedades de las rocas del subsuelo.

Con base en la sísmica de reflexión obtenida por Pemex en 1986 se han propuesto modelos de distribución de unidades vulcano-sedimentarias en el subsuelo, de su morfología y de los rasgos estructurales que las afectan.

Una asignatura que ha quedado pendiente, es el estudio de velocidades sísmicas a partir de datos de perfiles sísmicos verticales (PSV) y registros sónicos, ambos obtenidos durante la perforación de los pozos profundos, trabajo realizado por Pemex entre 1986 y 1988.

El estudio de velocidades sísmicas es muy importante ya que permite la conversión a profundidad de los perfiles sísmicos de reflexión y de las superficies derivadas de su interpretación. Además, es útil para caracterizar, desde el punto de vista de una propiedad intrínseca que es la velocidad de propagación de onda P, a los materiales que conforman el subsuelo del valle de México.

En este trabajo de tesis se propone un modelo de velocidades tridimensional que parte de la corrección y ajustes de los registros sónicos y de densidad de los 4 pozos profundos perforados por Pemex, pasando por la generación de sismogramas sintéticos, su integración con los datos de velocidad derivados de los PSV y la extrapolación de resultados al área de cobertura de la sísmica de reflexión.

Con todo y sus limitaciones, el modelo propuesto sirve de base para la conversión a profundidad de los horizontes sísmicos y se considera que será de gran utilidad a los sismólogos dedicados a simulación de movimientos fuertes en su intento por simular y predecir la respuesta sísmica en el Valle de México.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

La cuenca del Valle de México se localiza dentro de las coordenadas geográficas 19° 03' y 19°51' latitud Norte y entre 99°24' y 98°55' longitud Oeste. La cuenca del Valle de México está rodeada por las sierras de Monte Alto, Monte Bajo, Las Cruces, la Sierra Nevada y la Serranía de Chichinauhtzin. En este Valle se localiza el Distrito Federal y la zona conurbana, la cual ha crecido de manera significativa.

1.1. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.

La Cuenca de México es endorreica y pertenece a las planicies escalonadas que forman parte del Arco Volcánico Trans-Americano. Es una altiplanicie lacustre rodeada por sierras volcánicas, abanicos y llanuras aluviales. Su origen está vinculado con la tectónica regional que controla la disposición y los mecanismos eruptivos de la Faja Volcánica Trans Mexicana (figura 1).

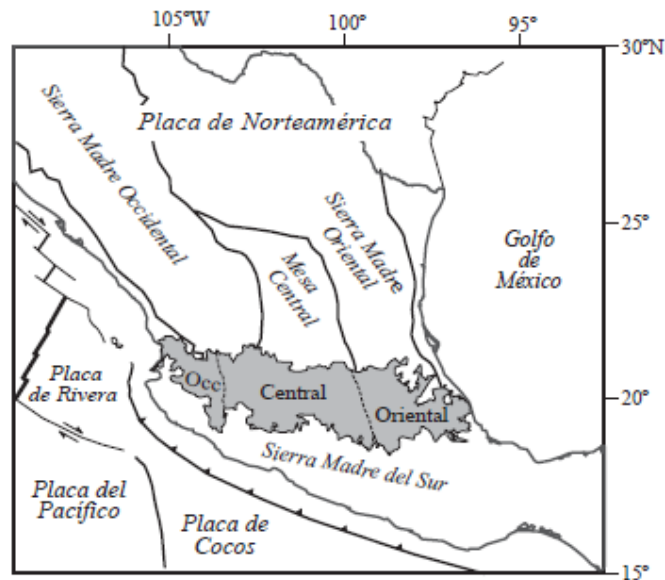


Figura 1. Faja Volcánica Transversal Mexicana (en gris). Gómez *et al.*, 2005.

Estudios de geología de superficie realizados en las inmediaciones del área metropolitana muestran una gran variedad de rocas del Terciario y Cuaternario de origen volcánico. Estas rocas se encuentran distribuidas alrededor de múltiples aparatos volcánicos y zonas de fisuras formando un patrón complejo e intrincado (Schlaepfer, 1968; Mooser, 1975). Estas rocas incluyen basaltos, andesitas, dacitas, tobas y depósitos aluviales (Mooser, 1975). Su distribución se muestra en el mapa de la figura 2 (Schlapfer, 1968).

En la figura 2 se muestra la carta geológica de la cuenca del Valle de México de Schlapfer (1968), escala 1:100 000. Están representadas formaciones geológicas de edad Cretácico superior a Pleistoceno y Holoceno. A continuación se hace una breve descripción de ellas.

- En la carta se mencionan las formaciones Cuautla y Mexcala, del Cretácico superior, constituidas por capas de calizas, limolitas, areniscas y conglomerados interestratificados que forman el basamento de la cuenca, no afloran en superficie pero fueron inferidas por información del pozo Texcoco-1 y relaciones paleogeográficas.
- Formación Balsas, del Eoceno, está constituida por conglomerados de caliza, pedernal y fragmentos volcánicos en la parte basal, limolitas arenosas con anhidrita interestratificadas con tobas, brechas volcánicas y derrames basálticos en la cima. Su espesor es de unos 700 m como mínimo. No aflora en superficie pero se infiere su presencia en el subsuelo debido a la información del pozo Texcoco-1.
- Formación Tepoztlán, del Oligoceno, está compuesta por rocas volcánicas epiclásticas andesíticas. En el resumen que acompaña a la carta no se menciona el espesor de esta formación. Aflora en la parte sur de la carta en pequeños afloramientos.
- Formación de rocas volcánicas del Terciario medio son las rocas volcánicas más antiguas y comprende a la formación Tepoztlán y a otras formaciones constituidas predominantemente por lahares. Se cree que tiene un espesor de 2,000 m como máximo. Se distribuye al este se presenta en afloramientos con moderada distribución en los pies de montaña del cerro Texaltepec, en la Sierra Nevada y del cerro Puerto del Aire; y al oeste en pequeños afloramientos pobremente distribuidos.
- Formación Las Cruces, del Mioceno, en su parte inferior está conformada por brechas volcánicas intercaladas con lavas andesíticas; en la parte superior formada por potentes derrames de composición riolita-dacita. Se reportó un gran espesor de esta formación durante la construcción del acueducto de Lerma a México. Al oeste de la carta se encuentra formando al Sierra de la Cruces.
- Formación Ajusco, del Mioceno, está conformada por rocas andesíticas que forman la parte superior del cerro del Ajusco. En el resumen que acompaña a la carta no se menciona el espesor de esta formación. Aflora en la porción suroeste de la carta.
- Formación Zempoala, del Mioceno, está conformada por brechas volcánicas, derrames lávicos y capas tobáceas intercaladas de composición riolítica a dacítica. Se le atribuye un espesor mínimo de 800 m. Forma la Sierra de Zempoala, al suroeste de la carta.

- Formación Iztaccíhuatl, del Mioceno, está compuesta de lava dacítica. En el resumen que acompaña a la carta no se menciona el espesor. Forma a los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl al este de la carta y a la Sierra Nevada.
- Formación Tláloc, del Mioceno, es un conjunto de derrames de composición riolita–dacita. En el resumen que acompaña la carta no se menciona el espesor. Esta formación aflora al noreste de la carta formando la Sierra de Río Frío.
- Formación Tarango, del Plioceno, es una secuencia de tobas, aglomerados, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez depositada en la base de las montañas que limitan la cuenca hacia el occidente; también está formada por los abanicos aluviales que se formaron en los pies de la Sierra Nevada por la erosión de los volcanes. Se encuentra interdigitada con la formación Tláloc e Iztaccíhuatl. Tiene un espesor de 200 a 300 m, Aflora al norte con una amplia distribución en las laderas de las Sierras que limitan la cuenca y al sureste en pequeños afloramientos.
- Rocas volcánicas no diferenciadas, del Plioceno, son derrames lávicos independientes a los eventos Chichináutzin y a la Riodacita Popocatepetl, de composición variada. Su espesor no se menciona en el resumen que acompaña a la carta. Afloran en la parte norte de la carta formando el cerro de la Estrella, el Peñón de los Baños, el Pino y el cerro Chimalhuache.
- Riodacita Popocatepetl, del Plioceno, son rocas de composición riolita–dacita de eventos volcánicos recientes, interdigitada con la formación Chichinautzin y con depósitos de aluvión. Su espesor no se menciona en el resumen que acompaña esta carta. Aflora en la parte sureste de la carta en pequeñas proporciones.
- Formación Chichináutzin, del Plioceno, comprende todas las corrientes lávicas, tobas, brechas y materiales clásticos intercalados, depositados por agua, de composición andesítica o basáltica; se encuentra interdigitada con la formación Tarango. Se distribuye ampliamente al sur de la carta.
- Aluvión, del Pleistoceno al Holoceno, corresponde al producto de la erosión y depósito de formaciones más antiguas. Se encuentra en los márgenes de la cuenca a la falda de los cerros.

- Sedimentos lacustres, del Pleistoceno al Holoceno, están formados principalmente por arcillas bentónicas con contenido variable en sales e intercalación de abundantes horizontes piroclásticos, así como depósitos actuales; se encuentra interdigitada en los márgenes de la cuenca con el aluvión. Son sedimentos depositados en el área de Texcoco incluyendo las áreas de Chalco y Mixquic; se encuentra distribuido en el centro de la cuenca al norte de la carta.

Dentro de la cuenca se han realizado varios estudios geológicos de subsuelo, quizá el más importante por su alcance fue el realizado por Petróleos Mexicanos 1986 – 1987. El estudio incluyó la perforación de cuatro pozos de sondeo estratigráfico. Los pozos fueron llamados: Copilco-1, Tulyehualco-1, Mixhuca-1 y Roma-1. Los cortes litológicos, recuperados en forma de muestras de canal y de núcleo, fueron sometidos a estudios petrográficos, paleontológicos y geocronológicos; también fueron utilizados para construir las columnas estratigráficas (Pérez-Cruz, 1988) en las que se observa una variedad litológica, que incluye: arcillas lacustres, arcillas arenosas, arcillas tobáceas, arenas, conglomerados tobáceos, conglomerados volcánicos, brechas volcánicas, basaltos, andesita, brechas calcáreas y calizas marinas.

Como resultado de este estudio se sabe que en el subsuelo de la Ciudad de México existe una potente columna litológica de origen volcánico que varía de 1575 m a más de 3200 m. Esta columna está constituida por rocas del Oligoceno al Pleistoceno y descansa discordantemente sobre calizas de mar abierto del Cretácico (Albiano-Cenomaniano).

Una interpretación (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) propone que durante el Aptiano al Turoniano Tardío prevaleció en la cuenca un régimen de sedimentación marina calcárea en cuencas marinas profundas, seguido por un periodo de levantamiento y erosión en el intervalo Albiano medio-Cenomaniano temprano, iniciado con la acumulación marina anhidrítica seguida de una sedimentación calcárea con dolomitización diagenética en ambiente de plataforma marina en el sector meridional y únicamente calcárea en condiciones marinas profundas en la región septentrional. Hubo una etapa de regresión marina y erosión antes del depósito calcáreo predominantemente en facies de banco durante el Cenomaniano tardío-Turoniano tardío. Según esta interpretación, la sedimentación cambió a tipo flysch entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano, posiblemente causado por el levantamiento y erosión del Arco Magmático cretácico del poniente. Hubo plegamiento del Maestrichtiano al Eoceno temprano debido a la orogenia Laramide.

Posteriormente, hubo fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho contemporáneo a la sedimentación clástica continental tipo molasa y a efusiones fisurales basálticas alcalinas, esto en el transcurso del Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

De acuerdo con Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano se depositaron en el área de estudio rocas volcánicas calci-alcalinas de composición variable de andesítica a riolítica.

Los autores infieren eventos volcánicos con orientación preferencial oeste-este del Mioceno medio-tardío, Plioceno temprano, Plioceno tardío y Cuaternario; representados por secuencias calci-alcalinas constituidas por depósitos piroclásticos de caída, tipo “suges” y por flujos de derrames lávicos y domos de composición andesítica basáltica a dacítica.

Los depósitos más recientes incluyen basaltos alcalinos y calci-alcalinos del Plio-Cuaternario, así como derrames lávicos y tefra de caída calci-alcalinos de composición basáltica, andesítica basáltica y andesítica del Cuaternario.

La gran sedimentación clástica aluvial del Plio-Cuaternario en la Cuenca se debió al bloqueo parcial del desagüe, al fallamiento normal Plio-Cuaternario y al emplazamiento de derrames lávicos de la misma edad.

El régimen endorreico de la Cuenca y la sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originaron debido al intenso vulcanismo que edificó la Serranía de Chichinauhtzin.

1.2. ANTECEDENTES GEOFÍSICOS.

Dentro de los numerosos estudios geofísicos de la Ciudad de México se encuentran:

- Levantamiento gravimétrico (figura 3) efectuado en 1953 por la compañía Servicios Geofísicos (Marsal y Mazari, 1959). Su resultado fue un mapa de anomalía de Bouguer en el que se observan anomalías indicativas de variaciones laterales importantes en las rocas del subsuelo. Se observan mínimos alargados que siguen la tendencia de los depósitos lacustres en las localidades de Chalco-Xochimilco, Texcoco-Iztapalapa, El Caracol, Ecatepec, Santa Lucía y Cuautitlán. Los máximos siguen la tendencia de los principales rasgos positivos en las localidades del Cerro de la Estrella, Sierra de Santa Catarina, Cerro de Chiconautla y Sierra de Guadalupe (Pérez-Cruz, 1988).
- Estudios de sísmica de refracción del Proyecto Texcoco, realizado para la Secretaría de Hacienda y Crédito Público en 1969 (en Pérez-Cruz, 1988). Mediante estos estudios, se infiere la presencia en el subsuelo de cuatro capas de velocidad distinta en los primeros 1,500 metros de profundidad. En dichos estudios se interpretó que las capas identificadas tienen relieve suave a lo largo de los perfiles y sufren variaciones laterales de velocidad (figura 4). Sus velocidades promedio son de 600, 1,700, 2,900 y 4,500 m/s y están asociados a depósitos de arcilla lacustre, arcilla arenosa, tobas con horizontes de arena y con rocas compactas respectivamente.
- Levantamiento de sísmica de reflexión (Petróleos Mexicanos, 1986 y 1987). Dicho estudio se realizó a lo largo de 243 km de calles y avenidas de la Ciudad (figura 5). Se realizaron 26 líneas con longitudes variables entre 2 y 28 km. Se llevó a cabo una correlación entre la estratigrafía de los pozos utilizando los registros sónicos de porosidad y de densidad compensada. Basado en la interpretación de este estudio se propuso un modelo (Pérez-Cruz, 1988) que incluye la división de las rocas de acuerdo con sus características petrográficas y geocronológicas en cuatro unidades: Unidad de Arcillas Lacustres, Unidad Volcánica Superior, Unidad Volcánica Inferior y Unidad Calizas del Cretácico. Adicionalmente, mediante la interpretación sísmica, se subdivide la Unidad Volcánica superior en cinco secuencias estratigráficas. Se infiere que la actividad volcánica del Mioceno se inició en el norte de la ciudad para formar la Sierra de Guadalupe, posteriormente continuó durante el Plioceno en el Poniente para formar las sierra de Monte Alto y las Cruces; finalizando en el Pleistoceno y recientemente en el sur para formar las sierra de Chichinautzin y Santa Catarina.

- Estudio de sismica de movimientos fuertes realizado por investigadores de la UNAM, con arreglo acelerométrico que constó de seis estaciones en superficie, en el que se obtuvo un modelo de velocidades de dos capas, con factores de atenuación distintos para cada una; la amplificación dinámica, debida a las propiedades físicas de las arcillas lacustres, domina la respuesta de sitio (Flores *et al.*, 2009).

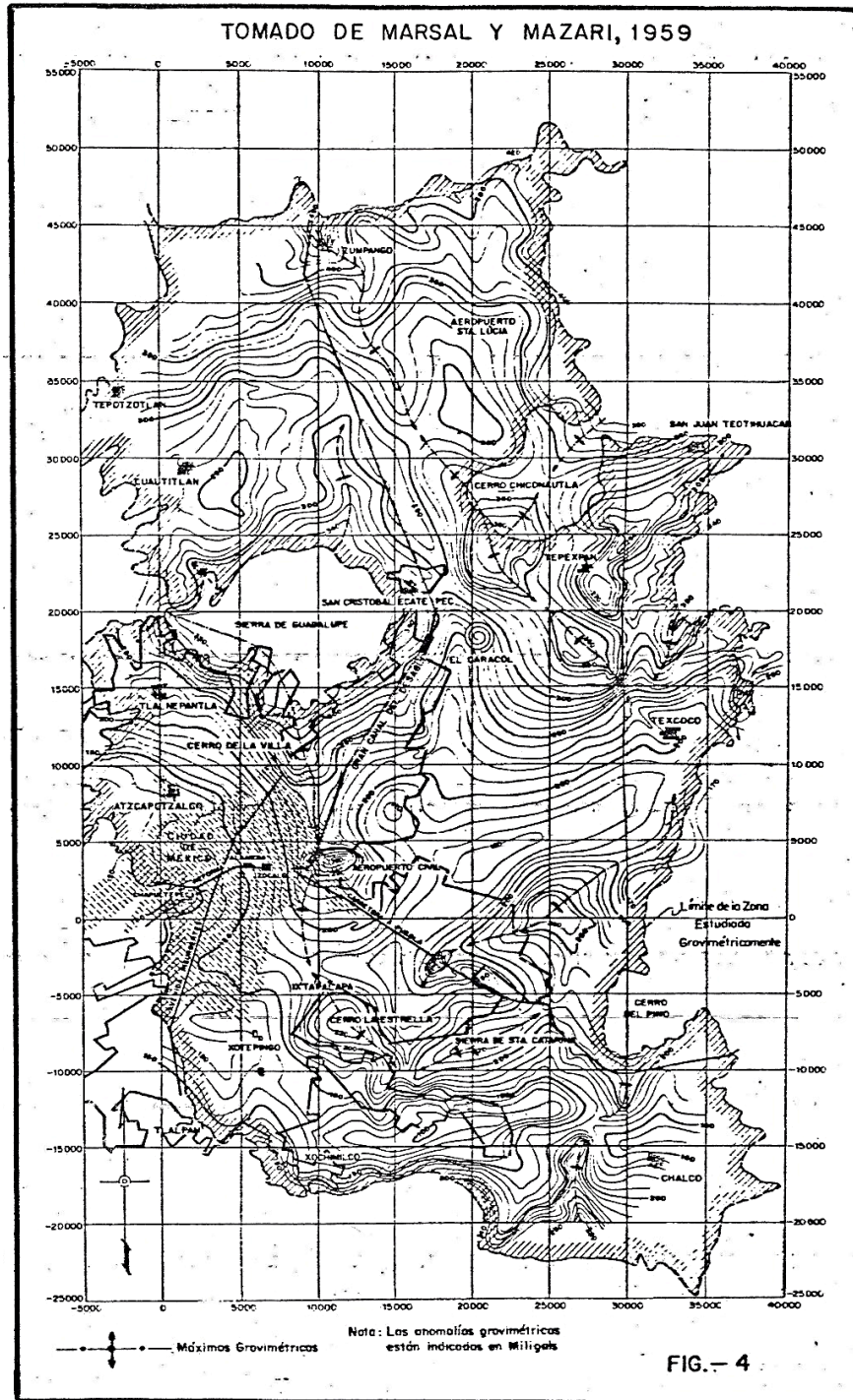


Figura 3. Mapa Gravimétrico, Marsal y Mazari (1959).

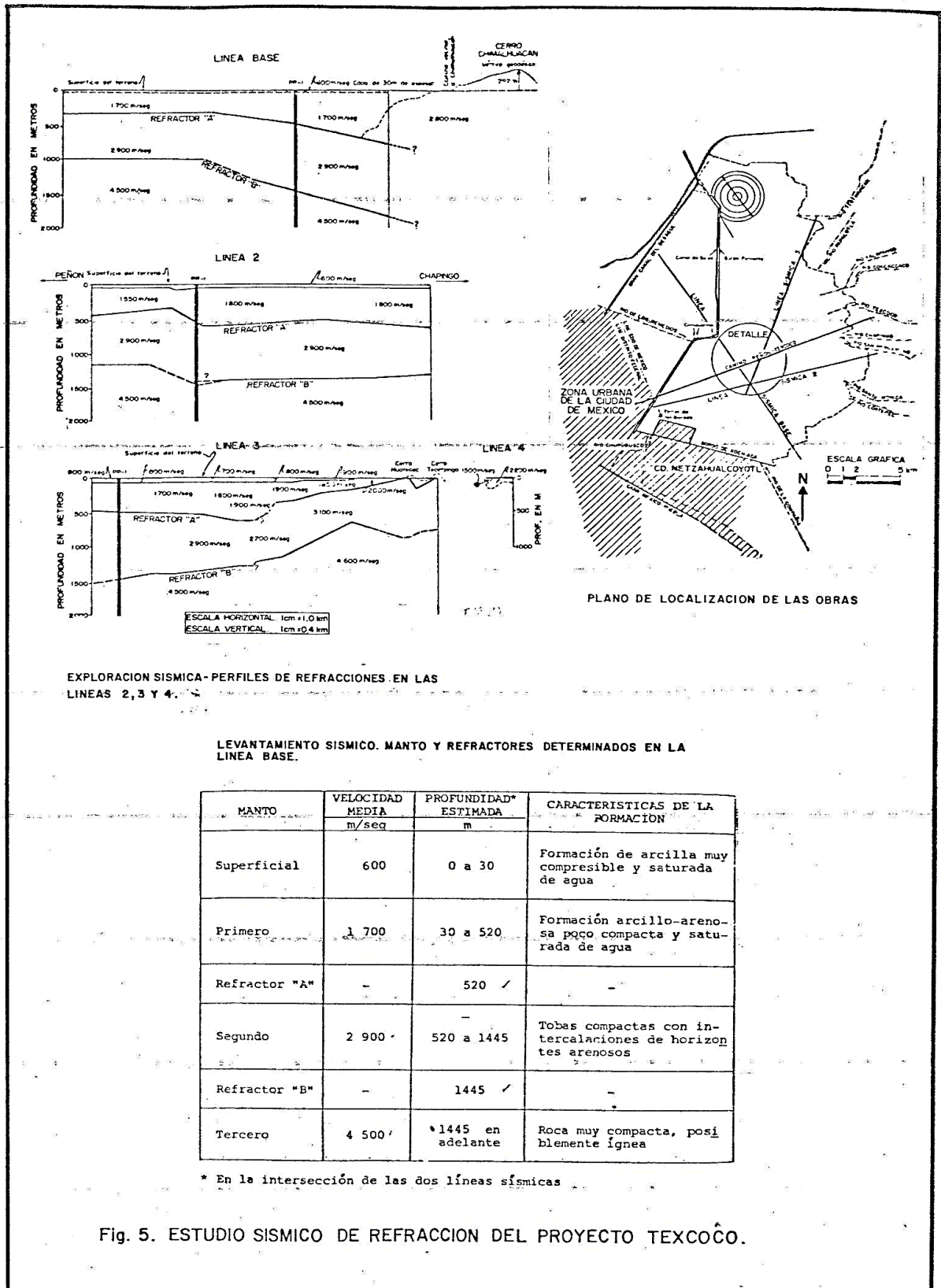


Figura 4. Estudio de símica de refracción Secretaría de Hacienda y Crédito Público en 1969.

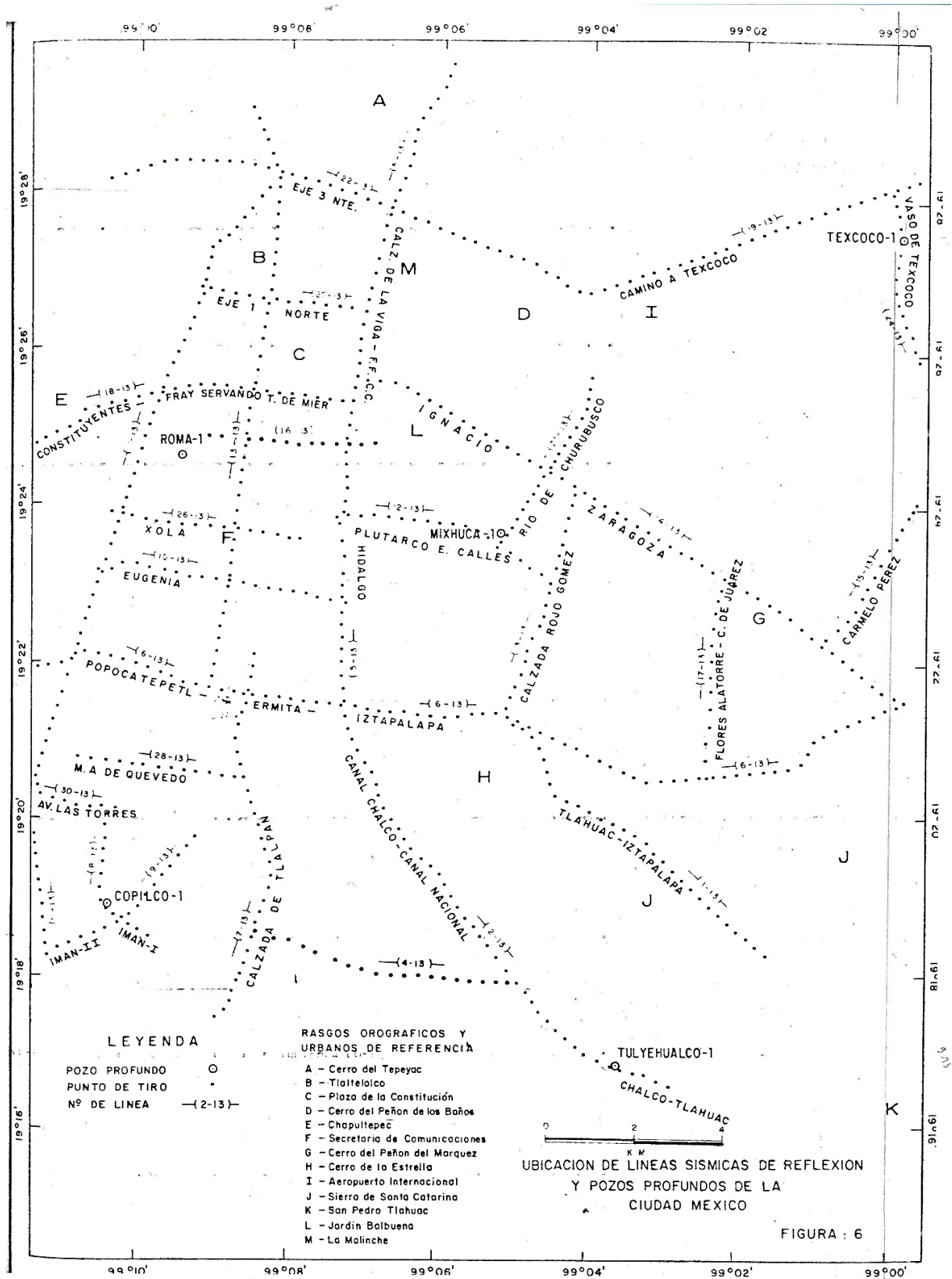


Figura 5. Sísmica de reflexión y pozos profundos de la Ciudad de México. Pérez-Cruz (1988).

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

La interpretación sísmica de los datos de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México hasta ahora sólo se ha realizado y presentado en el dominio del tiempo. Lo anterior ocasiona imprecisiones respecto a la investigación del espesor, distribución, correlación y relieve de las unidades de rocas en el subsuelo. Por lo tanto, es muy importante su representación en el dominio de la profundidad. El elemento clave para su representación en el dominio de la profundidad es un modelo de velocidades. Este modelo es posible obtenerlo utilizando datos de velocidad de los perfiles sísmicos verticales (PSV) y registros sísmicos de los cuatro pozos profundos de la Ciudad de México.

1.4. OBJETIVOS

- Modelar la respuesta sísmica de reflexión en una dimensión (generación de sismogramas sintéticos) y calibrar la relación tiempo profundidad de los pozos profundos.
- Obtener el modelo de velocidad para convertir a profundidad las líneas sísmicas y los horizontes derivados de la interpretación.

1.5. ALCANCE

Los sismogramas sintéticos son generados normalmente para la comparación con los datos sísmicos reales y la identificación de reflectores con las capas y las formaciones ya conocidas. Con la calibración que se realiza con los sismogramas sintéticos se calculan los modelos de velocidad con la finalidad de realizar la conversión tiempo–profundidad de los registros y así poder relacionarlos con la litología y horizontes sísmicos.

La generación de sismogramas sintéticos se basará en los registros sísmicos y de densidad tomando como referencia los datos de velocidad de intervalo de los PSV. La construcción del modelo de velocidad tomará en consideración los datos de velocidad obtenidos en los pozos y los empleará como guía para propagar esta propiedad a los horizontes sísmicos interpretados a lo largo de la malla de los perfiles sísmicos de reflexión.

1.6. INFORMACIÓN

Entre los años de 1986 y 1987 Petróleos Mexicanos llevó a cabo un estudio sísmológico de reflexión y la perforación de cuatro pozos de sondeo estratigráfico (Pérez-Cruz, 1988).

En el levantamiento de sísmica de reflexión (ubicación en la figura 6) se observaron un total de 26 líneas de longitudes entre los 2 y 28 km, se realizaron a lo largo de 243 calles y avenidas de la ciudad prestando principal atención en las que se encuentran en las zonas más dañadas del sismo de 1985 (Pérez-Cruz, 1988).

La perforación de los pozos de sondeo se realizó para complementar el estudio del subsuelo. Su ubicación se decidió de manera estratégica para investigar las condiciones del subsuelo en esas localidades, por cuestiones de logística y por su cercanía con las líneas sísmicas. Los pozos perforados se llamaron: Copilco-1, Tulyehualco-1, Mixhuca-1 y Roma-1 (ubicación en la figura 6).

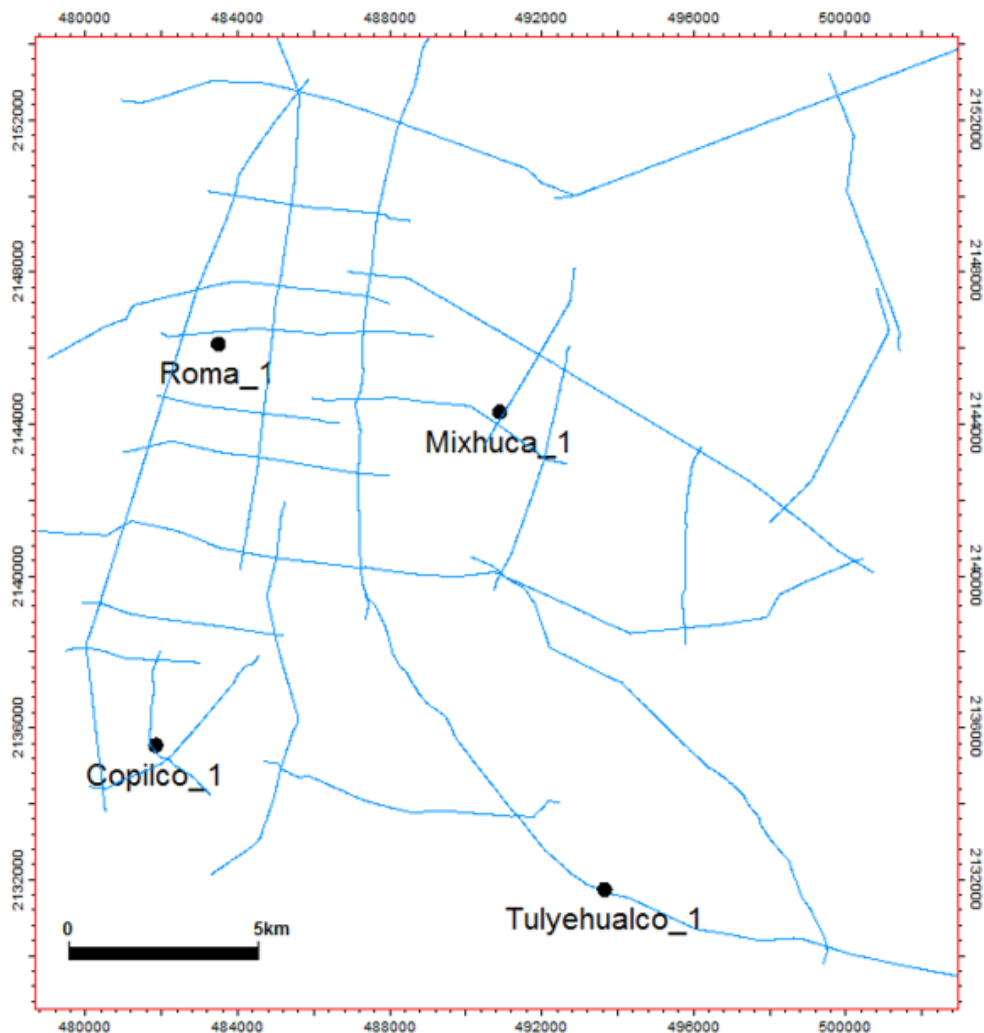


Figura 6. Ubicación de las líneas sísmicas de reflexión y de los cuatro pozos de sondeo.

1.7. METODOLOGÍA

La metodología que se siguió en este trabajo fue la siguiente:

- Carga, edición y validación de información.

Las curvas de los registros de pozos disponibles con las que se trabajaron son del estudio realizado por PEMEX, estas curvas no están editadas y se realizaron por etapas por lo que la primer parte del trabajo consistió en pegar los registros. Los registros de nuestro interés son: rayos gamma, PSV y sónico.

Utilizando los registros sónico y de densidad se procedió a la reconstrucción de dichas curvas para toda la columna utilizando las relaciones empíricas de Gardner (1979), reconstruyendo el registro de velocidad a partir de la densidad y viceversa; el registro de velocidad final se comparó con los PSV. Posteriormente, se obtuvo la impedancia acústica para cada pozo multiplicando el registro de velocidad calculado por el registro de densidad.

Con la impedancia acústica calculada se procedió a la obtención de los sismogramas sintéticos comparándolos con la sísmica de reflexión. Si estos no ajustan con la sísmica se procede a ajustarlos con la sísmica de reflexión calibrando la curva $T-Z$ (*stretch and squeeze*).

Utilizando la curva $T-Z$ calibrada se procede nuevamente a la obtención de los sismogramas sintéticos, esta vez utilizando ondículas sintéticas (Ricker y Klauder) esperando tener un mejor ajuste con la sísmica de reflexión.

- Modelo de velocidades

Para generar el modelo se delimita un área y se divide en horizontes, posteriormente se pueblan con los datos obtenidos y se realiza una interpolación. Se compara el modelo con la columna estratigráfica para correlacionar y observar el ajuste.

Por último, se convierte la sísmica de reflexión a profundidad para verificar su ajuste en otro dominio, así también se sobrepusieron las columnas estratigráficas y la curva $T-Z$.

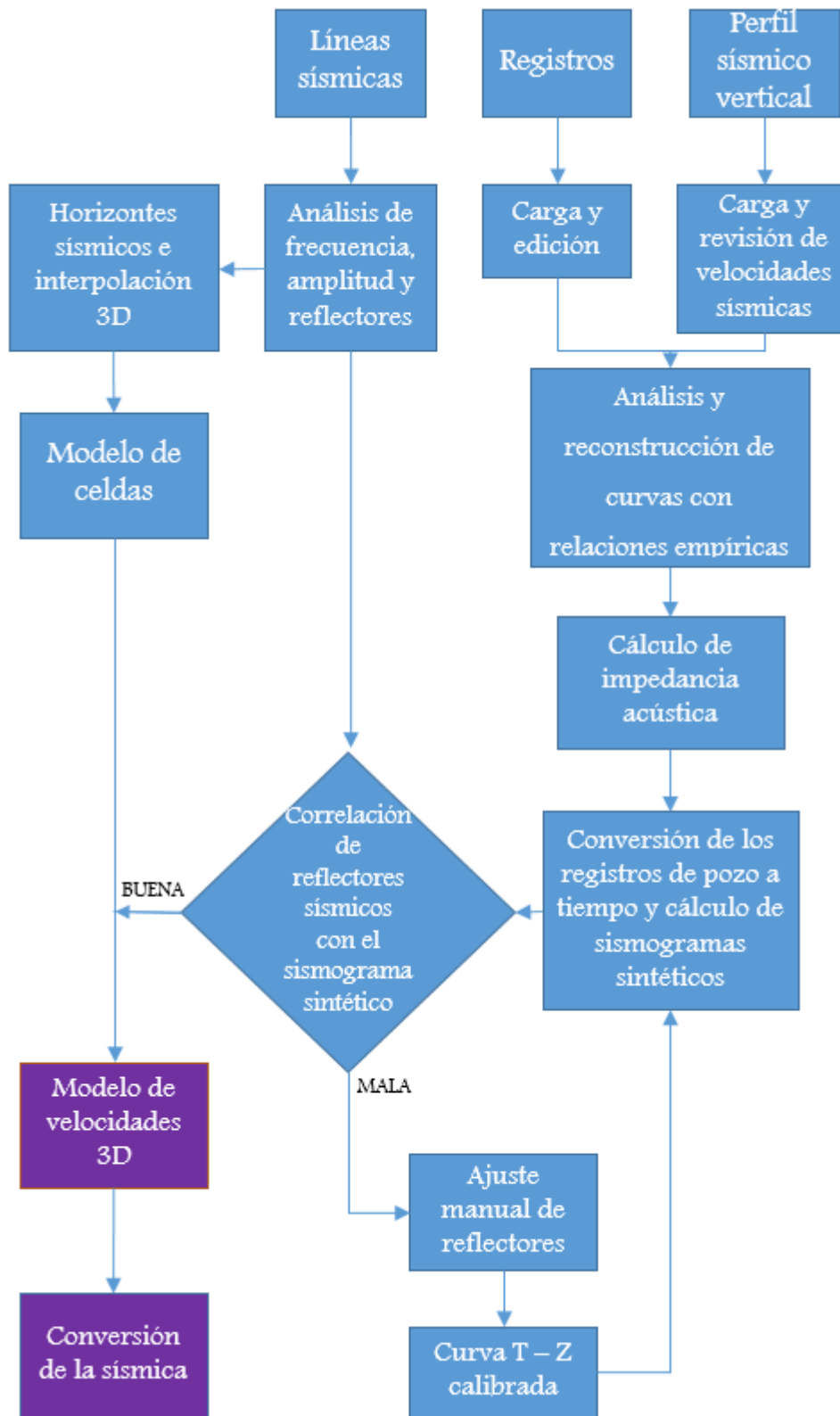


Figura 7. Diagrama de flujo de la metodología.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este capítulo se tratan de una manera breve los fundamentos en los que está basado el método sísmico de reflexión, así como los principios de los registros de densidad, sónicos y perfiles sísmicos verticales (PSV). Adicionalmente, se repasan los principios básicos en los que se basa la construcción de sismogramas sintéticos y se describen de manera sucinta los conceptos de resolución sísmica y detectabilidad.

2.1. MÉTODO DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.

El método de sísmica de reflexión es el más utilizado y mejor conocido en la industria petrolera. Esto se debe a su gran resolución para definir la geometría y naturaleza de las capas del subsuelo. Las secciones sísmicas que actualmente se producen pueden revelar detalles de la geología estructural. También, suministra información acerca de las propiedades elásticas de las rocas y de la presencia de fluidos.

Permite obtener una imagen continua y detallada de la extensión horizontal y vertical de los diferentes horizontes geológicos. Esto se logra creando un microsismo cercano a la superficie de la tierra mediante una pequeña vibración o explosión de aire o dinamita, con el que se genera una serie de ondas que se transmiten a través del subsuelo, parte de estas ondas se reflejan en los diferentes contactos de las capas que conforman la corteza terrestre. Estas ondas reflejadas al llegar a la superficie son captadas por detectores y grabadas en equipos digitales. Parte del éxito de este método reside en el hecho de que los datos en crudo se procesan para obtener una sección sísmica, la cual es una imagen del subsuelo.

Además de sus aplicaciones en la industria petrolera sus aplicaciones se dan en:

- Búsqueda de reserva profunda de agua o de emplazamientos hidrotermales.
- Reconocimiento para túneles, presas, etc.
- Búsqueda de cavidades.
- Almacenamiento subterráneo.
- Prospección de yacimientos de sustancias útiles.

2.1.1. PRINCIPIOS DEL MÉTODO

Las ondas sísmicas son similares a las ondas de sonido. El sonido se propaga a través de cambios en la presión del aire. Las moléculas del aire se comprimen y se separan alternadamente de tal manera que el sonido viaja a través de él; de manera análoga sucede en el subsuelo con las ondas sísmicas. A este fenómeno se le llama generalmente onda sónica pero también recibe el nombre de onda compresional, onda longitudinal u onda P (Veeken, 2007).

La propagación de la onda P se ilustra en la figura 8 en la que las áreas oscuras indican compresiones. La distancia que viajó dividida entre el tiempo que tardó en recorrerla nos da la velocidad de propagación V_p (Gadallah *et al.*, 2009).

Las ondas P se propagan en sólidos, líquidos y gases. Existe otro tipo de onda sísmica que sólo se propaga en sólidos, esta es la onda S. El movimiento inducido por la onda S es perpendicular a la dirección de propagación. En la figura 9 se ilustra la propagación de la onda S (Gadallah *et al.*, 2009). Se observa que la distancia d_s es menor que d_p , esto muestra que la onda S se propaga más lentamente que la onda P.

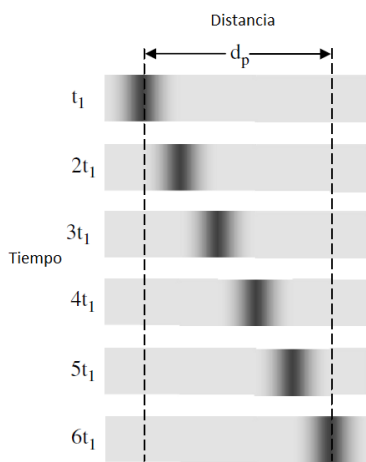


Figura 8. Propagación de la onda P. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

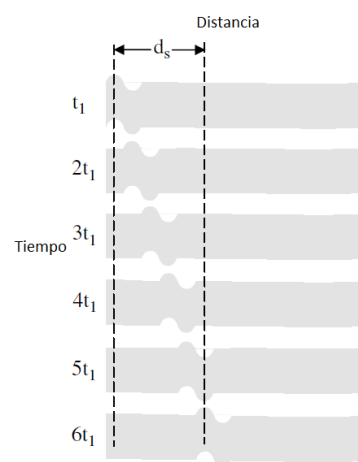


Figura 9. Propagación de la onda S. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

Las ondas superficiales son otro tipo de ondas sísmicas que existen en los límites del medio de propagación. Las ondas Rayleigh es un tipo de onda superficial, las cuales muestran un movimiento elíptico retrógrado como se muestra en la figura 10. Las ondas Rayleigh generalmente son grabadas en los registros sísmicos tomados en tierra, por lo que suelen llamarse *ground roll*. Las ondas Love son también ondas superficiales cuyo movimiento es similar a las ondas S, sin embargo, el movimiento de las ondas Love es paralelo a la superficie (Gadallah *et al.*, 2009).

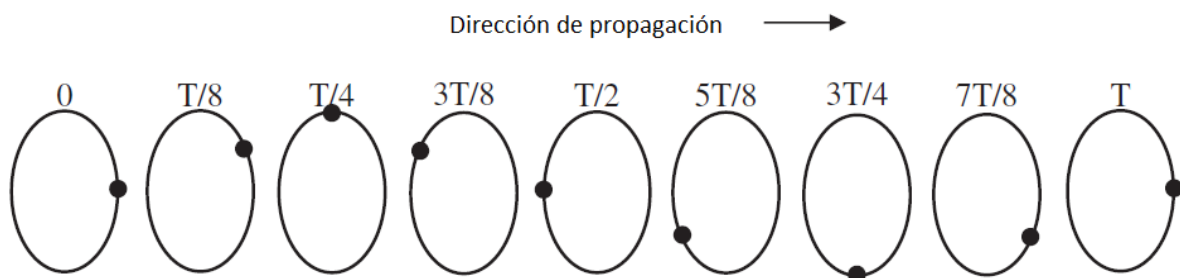


Figura 10. Movimiento de una partícula ejemplificando el movimiento de una onda Rayleigh. Gadallah *et al.* (2009).

En la prospección sísmica terrestre, se genera un tren de ondas utilizando Vibrosismos o explosivos, con los cuales se introduce energía al subsuelo. Esta energía inicialmente se propaga de manera esférica, si el medio es homogéneo e isótropo, a través de la tierra y cada borde delantero de estas ondas se le llama frente de onda (Gadallah *et al.*, 2009).

Partiendo de la fuente y conectando puntos equivalentes en frentes de onda sucesivos con líneas perpendiculares, se obtiene una descripción direccional de la propagación de las ondas. Las líneas conectadas forman un rayo, el cual es una representación simple de un fenómeno tridimensional (figura 11).

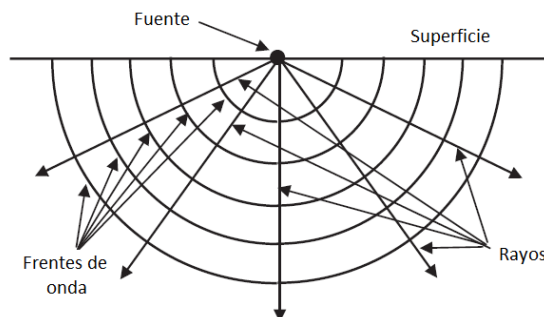


Figura 11. Frente de ondas y rayos. Gadallah *et al.* (2009).

En el método sísmico se utiliza una fuente de energía que produce ondas sísmicas que viajan a través del subsuelo hacia detectores de movimiento (en tierra) o de presión (en el mar). Los detectores convierten el movimiento o presión en variaciones de diferencia de potencial en los receptores las cuales son grabadas en instrumentos electrónicos (Gadallah *et al.*, 2009).

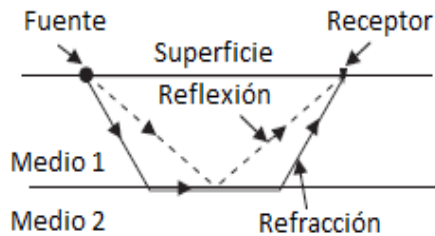


Figura 12. Reflexión y refracción. Gadallah *et al.* (2009).

Existen dos trayectorias entre la fuente y el receptor que son de particular interés, la de reflexión y la de refracción. Cuando las ondas sísmicas encuentran el límite entre dos medios, parte de la energía se refleja en el medio 1 (reflexión) y otra se transmite al medio 2 (refracción) (figura 12). La suma de las amplitudes reflejadas y transmitidas es igual a la amplitud de incidencia (Gadallah *et al.*, 2009).

Las reflexiones sísmicas son generadas por interfases entre unidades litológicas que muestran el suficiente contraste velocidad–densidad. La multiplicación de la densidad por la velocidad se conoce como el valor de impedancia acústica de la capa (Veeken, 2007).

El tamaño relativo de las amplitudes transmitidas y reflejadas depende del contraste de las impedancias acústicas de las rocas en cada parte de la interfase. Usualmente las rocas más densas tienen mayor impedancia acústica.

Considerando una onda P de amplitud A_0 de incidencia normal sobre la interfase entre dos capas cuyas impedancias acústicas son Z_1 y Z_2 . El resultado es un rayo transmitido de amplitud A_2 que viaja a través de la interfase en la misma dirección que el rayo incidente, y un rayo reflejado de amplitud A_1 que regresa a la fuente a lo largo del camino del rayo incidente (Gadallah *et al.*, 2009).

Cuando la onda tiene una incidencia normal, el coeficiente de reflexión R está dado por:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

La magnitud y la polaridad del coeficiente de reflexión dependen de la diferencia entre las impedancias acústicas de la capas 1 y 2 (Z_1 y Z_2). Grandes diferencias entre las impedancias resulta en coeficientes de reflexión relativamente grandes. Si la impedancia de la capa 1 es mayor

que la impedancia de la capa 2, el coeficiente de reflexión es negativo y la polaridad de la onda reflejada se invierte (Gadallah *et al.*, 2009).

El método sísmico es una adaptación de la teoría de la óptica para estudiar la propagación de la energía en la tierra. La ley de Snell es fundamental para entender la propagación de la energía sísmica. El principio de Huygens provee una vista de la propagación y atenuación de la energía sísmica. El principio de Fermat introduce la posibilidad de múltiples caminos recorridos entre la fuente y los receptores que pueden dar lugar a más de un evento de reflexión primario.

2.1.2. EQUIPO, METODOLOGÍA, TÉCNICAS DE CAMPO Y REGISTRO SÍSMICO.

Una adquisición sísmica exitosa requiere de una planeación cuidadosa y detallada. El equipo que se utiliza en campo incluye:

- **Sistemas de posicionamiento global:** se debe conocer la localización de la fuente y de los detectores.
- **Fuentes de energía:** pueden ser pistolas de aire (estudios marinos), dinamita o Vibrosismos, el último mencionado es la fuente que se utilizó en este estudio.
- **Detectores:** en los que se detectan las ondas sísmicas y son convertidas a impulsos eléctricos.
- **Cables:** los cuales transmiten las señales recibidas en los detectores hacia el sistema de grabación con la menor atenuación y distorsión. Actualmente algunos equipos transmiten vía bluetooth, Ethernet, etc.
- **Sistemas de grabación:** Las señales transmitidas deben grabarse de tal manera que provean una fácil recuperación y que preserve la mayor cantidad de información contenida en la señal original.

Las variaciones en la metodología de adquisición de datos sísmicos dependerán de si el trabajo es 2D (líneas sísmicas) o 3D (volúmenes sísmicos) y del ambiente en donde se realiza el estudio.

Los datos de la sísmica de reflexión se muestran en grabaciones sísmicas que consisten en varias trazas sísmicas. Una traza sísmica representa la respuesta de un solo detector (o grupo de detectores conectados) al movimiento de la tierra debido al arribo de energía sísmica. En la figura 13 se muestra una simulación del método sísmico de reflexión y en la figura 14 la

grabación de la simulación. El método de sismica de reflexión genera un gran número de disparos grabados que cubren un área de estudio (Gadallah *et al.*, 2009).

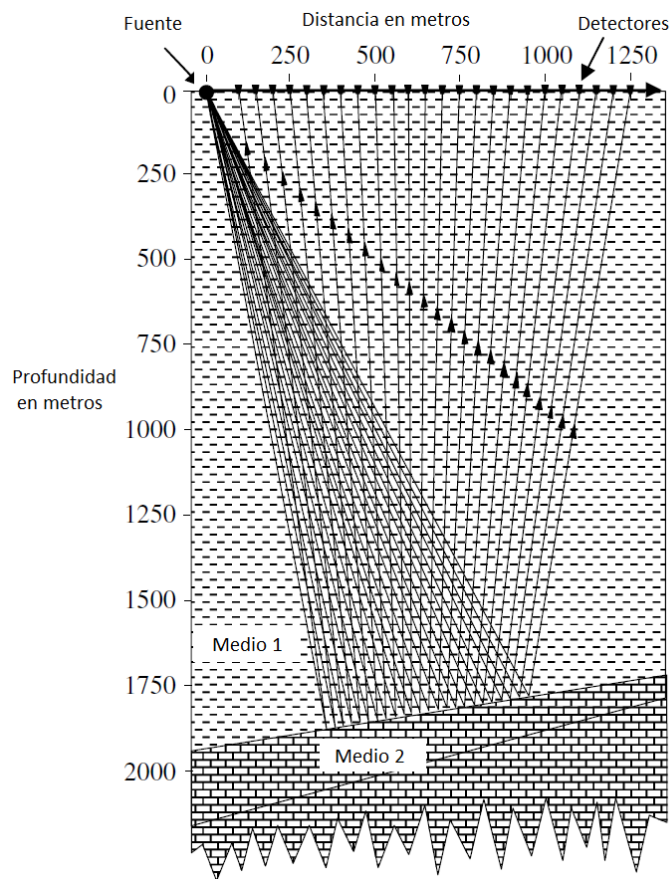


Figura 13. Método de sismica de reflexión. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

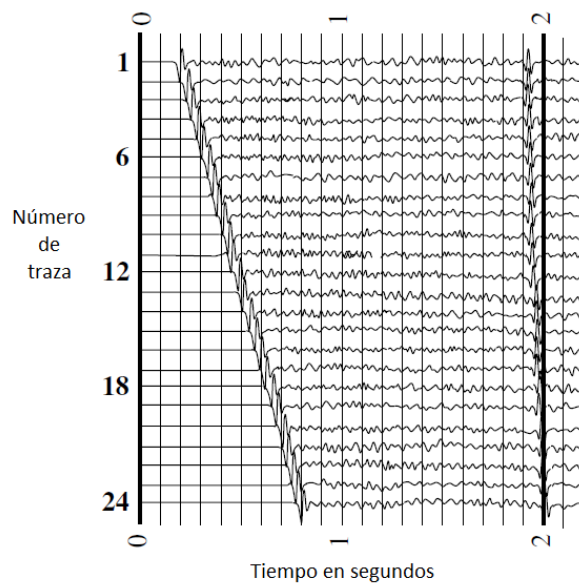


Figura 14. Simulación de grabación de sismica de reflexión, basada en la Figura 13. Figura tomada de Gadallah *et al.* (2009).

2.2. PERFIL SÍSMICO VERTICAL (PSV)

Son mediciones obtenidas en un pozo vertical utilizando geófonos en su interior y una fuente en la superficie cerca del pozo (figura 15). Estos perfiles graban la onda completa en estaciones a profundidades regulares. Generalmente los PSV proveen mejores datos que la sísmica de superficie debido a que la energía no tiene que recorrer un gran trayecto por lo que hay menos atenuación. Consecuentemente, la resolución de los PSV usualmente es mejor (Sheriff *et al.*, 1995).

Los PSV en pozos verticales (o casi verticales) más comunes son de *offset-cero*, los cuales usan una sola fuente localizada cerca del pozo. En un PSV desplazado, la fuente se localiza a cierta distancia del pozo para proporcionar datos de la cercanía al pozo. Otra alternativa para obtener datos alrededor del pozo es utilizando PSV *walkaway*, en los cuales las locaciones de las fuentes se mueven sucesivamente a largas distancias del pozo. Las fuentes de los PSV acimutales se colocan en diferentes direcciones del pozo para investigar los cambios con el acimut. Se utilizan combinaciones del PSV mencionado anteriormente para pozos desviados teniendo así PSV direccionales; en PSV direccionales marinos, el bote con la fuente generalmente viaja de tal manera que quede de manera vertical sobre el geófono con otra fuente localizada cerca del pozo (Sheriff *et al.*, 1995).

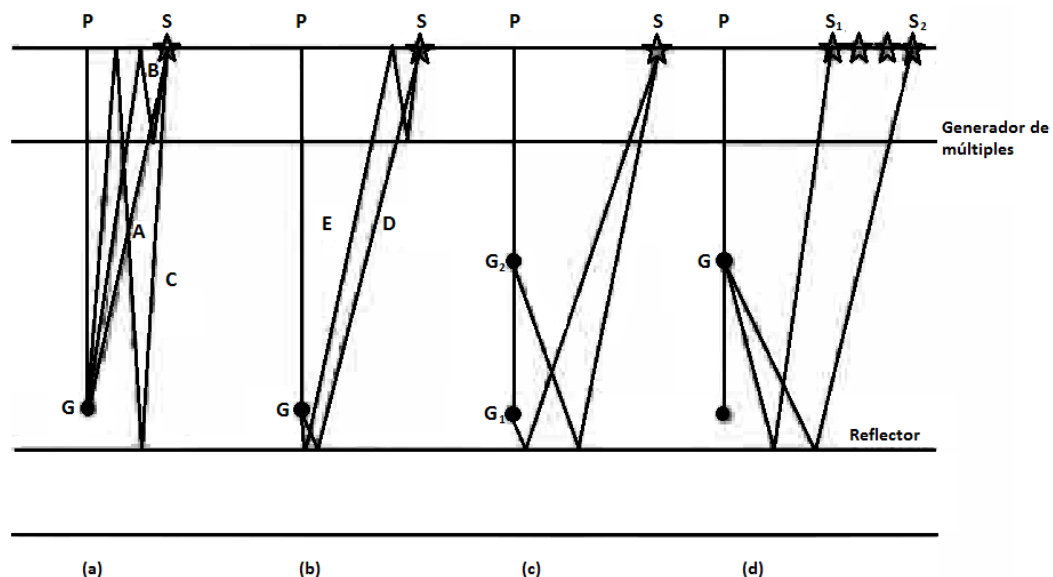


Figura 15. Trayectoria de los rayos en el PSV, los incisos (a) y (b) son PSV de *offset cero* (la distancia entre el pozo, P, y la fuente, S, es muy pequeña). En el inciso (c) se muestra un *offset* PSV y en el inciso (d) se muestra un PSV *walkaway* (la distancia entre pozo y la fuente es muy grande). Los arribos descendentes en el geófono del pozo G se muestran en el inciso (a), los ascendentes se muestran en los incisos (b), (c) y (d). A, onda directa descendente (primer arribo); B y C, múltiples descendentes envolviendo reflectores arriba y abajo del geófono. D es la reflexión primaria ascendente y E un múltiple ascendente. Figura tomada de Sheriff *et al.* (1995).

Para este estudio se realizaron PSV de *offset* cero. El principal objetivo de estos PSV es conocer el comportamiento de las velocidades sísmicas alrededor de un pozo y comparar eventos sísmicos en interfaces específicas. Debido a que la profundidad del geófono en el pozo es conocida, la relación tiempo–profundidad se establece de manera más precisa por lo que hace posible la construcción de una curva $T-Z$, y así es más segura la identificación de reflectores y de velocidades sísmicas. También, se utilizan para la identificación de múltiples, otros eventos y para estudiar reflexiones debajo del fondo del pozo (Sheriff *et al.*, 1995 y Veeken, 2007).

Los PSV también pueden utilizarse para estudiar absorción, orientación de grietas, permeabilidad, buzamiento, variaciones de reflectividad con ángulo de incidencia, ondas convertidas, etc. (Sheriff *et al.*, 1995).

La mayoría de los PSV terrestres usan un vibrador como fuente y se ubica relativamente cerca del pozo para que la señal de los rayos sea lo más vertical posible. Utiliza la energía reflejada contenida en la traza registrada en cada posición de receptor, además del primer trayecto directo entre la fuente y el receptor. Se graban varias trazas en el mismo geófono y a la misma profundidad, posteriormente se editan y se apilan. El geófono se mueve a una nueva posición y se repite la grabación. La sección resultante es un perfil tiempo–profundidad.

Después de la edición de las trazas, el procesamiento de PSV comienza con la separación de ondas descendentes (el arribo directo y la refracción) de las ascendentes (las ondas reflejadas). Una manera de separar las ondas descendentes de las ascendentes es sustrayendo o agregando los tiempos de arribo directos. Sustrayendo se alinean horizontalmente los tiempos de arribo de las ondas descendentes, haciendo estos eventos más visibles. Agregando los tiempos de arribo directos se enfatizan las ondas ascendentes, pero las ondas descendentes usualmente siguen siendo evidentes debido a que son más fuertes (Sheriff *et al.*, 1995). La separación puede hacerse de manera más completa utilizando un filtro de velocidad aparente; usualmente es más efectivo para atenuar las ondas descendentes con un filtro $f-k$ (Sheriff *et al.*, 1995). Debido a que estas ondas tienen tendencias de arribo opuestas, cada tipo de onda se mapea en diferentes mitades del plano en el dominio $f-k$. Por lo tanto, las ondas descendentes pueden eliminarse con un filtro $f-k$ a profundidad, de este modo solo quedan las ondas reflejadas y los múltiples asociados lo cual constituye las ondas ascendentes. Otro método para extraer las ondas ascendentes es utilizando un filtro mediano, generalmente produce una mejor separación (Sheriff *et al.*, 1995 y Yilmaz, 2001).

Una vez separadas, las ondas ascendentes generalmente se apilan para producir un patrón de las reflexiones primarias para correlacionarlo con los datos sísmicos de superficie convencionales (Sheriff *et al.*, 1995).

Con estos perfiles se obtienen puntos de reflexión, una transformación PSV a PRC relocaliza los datos (y remuestrea en una malla regular) para colocar las reflexiones y los puntos de reflexión asumiendo reflectores horizontales. Esta transformación también incorpora correcciones NMO. También se realiza migración a los datos de los PSV para corregir los datos obtenidos de las zonas profundas. La mayoría del procesamiento de los PSV es el mismo que el que se utiliza para los datos sísmicos (Sheriff *et al.*, 1995).

El PSV generalmente provee una mejor correlación del pozo con los datos sísmicos que los sismogramas sintéticos derivados de los registros sísmicos. Esto se debe a que los datos tienen una frecuencia y ancho de banda más cercanos a los datos sísmicos que los registros sísmicos, y más importante aún, los datos de PSV usualmente no son sensibles a las condiciones del pozo, como los derrumbes.

2.3. RELACIONES EMPÍRICAS (ECUACIÓN DE GARDNER)

La velocidad y la densidad de una roca dependen de su composición mineralógica, de la naturaleza granulométrica de la matriz, de su cementación, porosidad, contenido de fluidos, presión, profundidad y edad geológica (Gardner, 1979).

Gardner (1979), utilizando muestras de los cortes en los pozos, logró reproducir de manera más real las condiciones que existen en el subsuelo. Como resultado obtuvo un número significativo de relaciones para la velocidad de onda P para diferentes rocas bajo distintas condiciones de presión y contenido de fluidos.

Una consideración es la tendencia general de aumento de velocidad y densidad con el incremento de profundidad y de edad geológica (figura 16).

Existe una relación simple y sistemática entre la velocidad y la densidad para varias rocas sedimentarias. La ecuación obtenida por Gardner (1979) con base en un gran número de experimentos de laboratorio y observaciones de campo en la que se relacionan la densidad con la velocidad es:

$$\rho = 0.23V^{0.25}$$

donde:

ρ : Densidad

V : Velocidad

En una manera general, la densidad comúnmente varía con la velocidad de tal manera que esto tiene efectos en los coeficientes de reflexión.

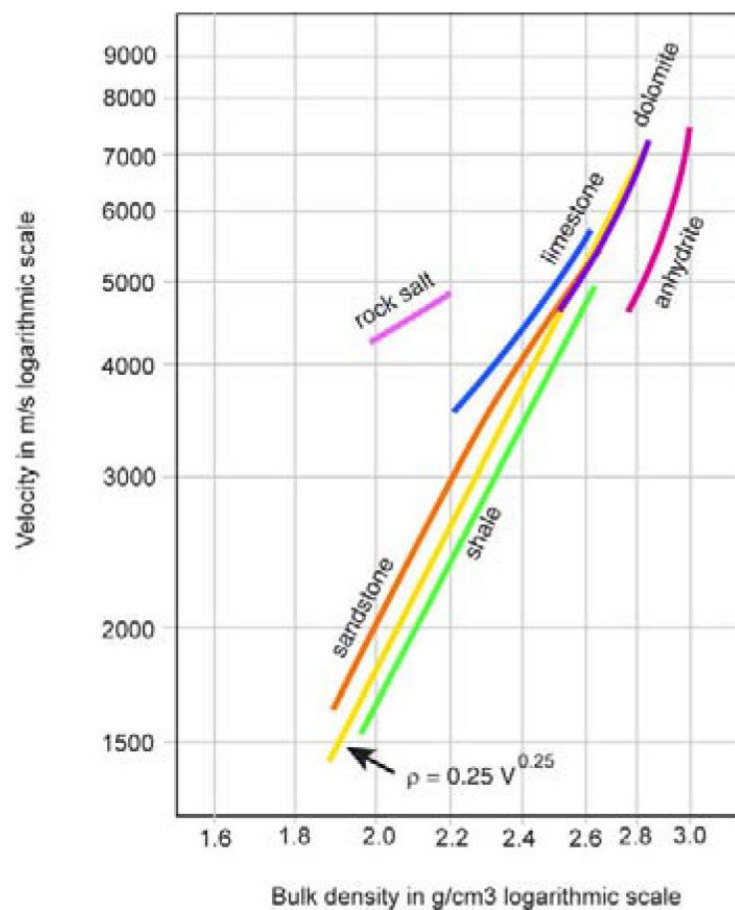


Figura 16. *Crossplot* logarítmico de velocidad – densidad para distintos tipos de rocas. Una tendencia lineal aproxima el incremento de velocidad respecto al incremento de densidad. Veeken (2007).

2.4. REGISTROS DE POZOS

Dentro de la industria petrolera existen herramientas que permiten la medición de la porosidad de las formaciones por medio de ciertas propiedades físicas y petrofísicas presentes en las rocas. Actualmente, estas mediciones se realizan con cuatro tipos de registros, los cuales están conformados por los registros sísmicos, registros de densidad, registros de neutrones y los registros de resonancia magnética (Ricco, 2012). Para este trabajo se utilizaron los registros sísmicos y de densidad. La combinación de estos registros puede utilizarse para determinar propiedades mecánicas de las formaciones, por lo que puede utilizarse para determinar presión de poro, compresibilidad de la roca, gradientes de fracturamiento, problemas de salinidad, etc. (Bateman, 1985). En este estudio, se utilizaron para la reconstrucción de los registros a partir de las relaciones empíricas.

2.4.1. REGISTRO SÓNICO.

Las propiedades elásticas de las formaciones controlan la transmisión de ondas elásticas a través del subsuelo. El registro sísmico es una de las herramientas más importantes con las que se cuenta hoy en día dentro de la gama de registros geofísicos de pozos para la evaluación de la porosidad de las formaciones (Ricco, 2012).

El principio de medición de los registros sísmicos se basa en la propagación de trenes de ondas acústicas que viajan a través de las formaciones en todas direcciones alrededor del agujero a diferentes frecuencias e intervalos de tiempo, para la medición de algunas propiedades acústicas de las formaciones, como las velocidades y las atenuaciones que presentan las ondas compresivas P, así como la amplitud de las ondas reflejadas (Ricco, 2012).

Los registros sísmicos son continuos en el tiempo y emplean una onda sonora compresional para viajar a través de un pie lineal de formación. El tiempo requerido para este viaje se denomina tiempo de tránsito.

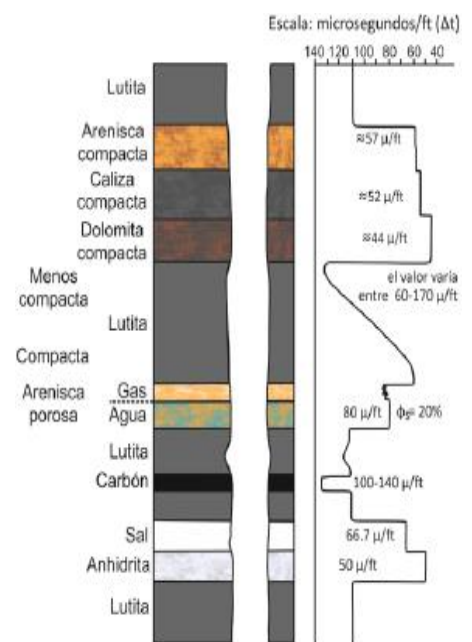


Figura 17. Respuesta típica que se puede generar en el tiempo de tránsito medido por un registro sísmico. Figura tomada de Ricco (2012).

Esta herramienta permite la digitación del tren de ondas completo en el fondo (ondas compresionales, transversales y Stonley). La mayor capacidad de obtención y procesamiento de datos permite el análisis de todos los componentes de la onda de sonido.

El objeto fundamental es medir la porosidad de la formación, lo cual dependerá de la litología de la formación y de la naturaleza de los fluidos que llenen los espacios porosos (figura 17).

Tabla 1. Valores de velocidad sónica para distintas litologías. Modificada de Pérez-Cruz (1988).

Litología	Velocidad <i>m/s</i>
Brecha calcárea	5,080 – 5,860
Calizas	6,000
Basaltos y andesitas	5,100 – 5,500
Brecha volcánica	2,500 – 3,700
Arcillas arenosas	2,200 – 2,770
Arcillas	2,350
Arenas	2,180 – 2,900
Conglomerado	2,000 – 3,000
Toba	2,000 – 4,690
Arcilla lacustre	800 – 1,550

Los registros sínicos son unos de los registros más importantes debido a sus múltiples aplicaciones geológicas y petrofísicas (Ricco, 2012) dentro de las cuales se encuentran.

- Aplicaciones geológicas.
 - Determinación de tipos de litología
 - Estudios de compactación.
 - Detección de fracturas.
 - Determinación de porosidad primaria y secundaria.
 - Análisis sedimentológicos.
 - Evaluación de espesor de las formaciones.
- Aplicaciones petrofísicas.
 - Detección de gas.
 - Cambios de viscosidad del aceite.
 - Localización de yacimientos.
 - Medición de la velocidad compresiva y de cizalla de las formaciones.
 - Determinación de módulos elásticos.
 - Evaluación de la calidad de cementación.
 - Estabilidad del agujero.

- Correlación con datos sísmicos.
- Sismogramas sintéticos.

2.4.2. REGISTROS DE DENSIDAD

El registro de densidad es de tipo radiactivo que depende directamente de la porosidad de la formación, pudiendo a su vez obtener la densidad total de la roca.

El principio de medición de estas herramientas se basa en la emisión de rayos gamma a las formaciones utilizando una fuente radioactiva emisora de rayos gamma y la medición de la atenuación entre la fuente y los detectores. Dicha atenuación se lleva a cabo por el efecto Compton, el cual es uno de los tres mecanismos de absorción de rayos gamma que se pueden presentar en las formaciones y es función de la densidad del material que constituye la matriz de la roca, de su porosidad y de la densidad de los fluidos que se encuentren contenidos en las rocas. Los rayos gamma dispersos por el efecto Compton regresan a la herramienta en donde son contados por medio de dos detectores que son comúnmente detectores de centelleo, y dado que el conteo para cierto nivel de energía es función del número de electrones por unidad de volumen de roca en cm^3 (su densidad electrónica ρ_e en electrones/cm³), puede ser relacionado directamente con la densidad real del material (ρ_b) existente entre la fuente y los detectores (Ricco, 2012).

Frecuentemente se utiliza la fuente radioactiva de Cesio (^{137}Cs) ya que esta fuente radioactiva es muy estable debido a que este elemento radiactivo decae con una vida media de 30 años y permite la emisión de más rayos gamma.

Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Otros usos incluyen:

- Identificación de minerales en depósitos de evaporitas.
- Detección de gas.
- Determinación de densidad de hidrocarburos.
- Evaluación de arenas con arcillas y de litologías complejas.
- Determinación de producción de lutitas con contenido de aceite.
- Cálculo de presión de sobrecarga.
- Propiedades mecánicas de las rocas.

En la Tabla 2 se muestran valores de densidad para diferentes minerales que componen las rocas sedimentarias e inclusiones fluidas.

Tabla 2. Valores de C, densidad real, densidad electrónica y densidad aparente de los minerales y fluidos más comunes que se pueden encontrar en las formaciones sedimentarias (Serra, 1984).

Compuesto	Fórmula	Densidad real (ρ_b)	$C = \frac{\sum Z's}{W_{mol}}$	Densidad Electrónica (ρ_e)	Densidad Aparente (ρ_a)
Cuarzo	SiO_2	2.654	0.9985	2.650	2.648
Calcita	$CaCO_3$	2.710	0.9991	2.708	2.710
Dolomita	$CaCO_3$	2.870	0.9977	2.863	2.876
	$MgCO_3$				
Anhidrita	$CaSO_4$	2.960	0.9990	2.957	2.977
Silvita	KCl	1.984	0.9657	1.916	1.863
Halita	$NaCl$	2.165	0.9581	2.074	2.032
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2.320	1.0222	2.372	2.351
Carbón Antracita		1.400	1.030	1.442	1.355
		1.800		1.852	1.796
Carbón Bituminoso		1.200	1.060	1.272	1.173
		1.500		1.590	1.514
Agua dulce	H_2O	1.000	1.1101	1.110	1.00
Agua salada	200.000 ppm	1.146	1.0797	1.237	1.135
Aceite	$n(CH_2)$	0.850	1.1407	0.970	0.850
Gas metano	CH_4	ρ_{metano}	1.247	$1.247 \rho_{metano}$	$1.355 \rho_{metano} - 0.188$

2.5. FUNDAMENTOS DE LA GENERACIÓN DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.

Generalmente se asume que una onda reflejada en una diferencia de impedancia acústica tiene la misma forma que la onda incidente, y que las trazas sísmicas grabadas son esa serie de ondas y por lo tanto son esa serie de diferencias de impedancias acústicas. Este concepto, de que una traza sísmica es simplemente la superposición de las reflexiones individuales, es básicamente el modelo convolucional. Llevar a cabo los cálculos para una propuesta de distribución de propiedades físicas resulta en un sismograma sintético.

La información básica que se requiere para generar los sismogramas sintéticos es (Veeken, 2007):

- Registro sísmico.
- Registro de densidad.
- PSV o datos de *checkshot*.
- Una ondícula sísmica.

La integración del registro sísmico, calibrado con los tiros de prueba (*checkshot*), permite la conversión a tiempo de los registros de pozos. La curva $T-Z$ normalmente se construye para este propósito. El eje del tiempo usualmente es para tiempo simple, pero también puede aplicarse tiempo doble de recorrido si se hace la corrección adecuada. El registro sísmico tiene unidades de lentitud, por lo que se debe realizar la conversión a velocidad en m/s (Veeken, 2007).

Una vez que se obtiene el registro sísmico en velocidad, se multiplica por el registro de densidad para obtener un registro de impedancia acústica. El contraste de impedancia acústica entre cada muestra se computariza y se obtiene una traza de reflectividad en la que se representan los distintos coeficientes de reflexión con picos. Esta traza de reflectividad subsecuentemente se convoluciona con una ondícula sísmica y se obtiene una traza sintética (figura 18). La traza resultante de la convolución se compara con las trazas sísmicas obtenidas de las secciones sísmicas (Veeken, 2007). Posteriormente, se sobrepone junto con la sísmica observada en la localización del pozo.

En el sismograma sintético se puede conocer la localización de biozonas, marcas estratigráficas y de información relevante. Generalmente pasa que el ajuste no es perfecto (Veeken, 2007). Si el sismograma sintético no ajusta, se hace una calibración manual de la curva $T-Z$.

Para obtener un mejor ajuste, es necesario aplicar una rotación de fase. Esto se hace debido a que la sísmica en el lugar de interés no siempre es fase cero. Para determinar la rotación de la fase es necesario aplicar una Transformación de Fourier (TF), donde los datos se toman en la frecuencia dominante. La traza sísmica se descompone en una representación sinusoidal periódica. Cada frecuencia tiene cierta amplitud y fase asignada. La fase de cada onda se procesa a la muestra $T = 0$. El resultado de la TF se visualiza en el espectro de amplitud y de fase (Veeken, 2007). Este proceso se realizó utilizando el software PETREL.

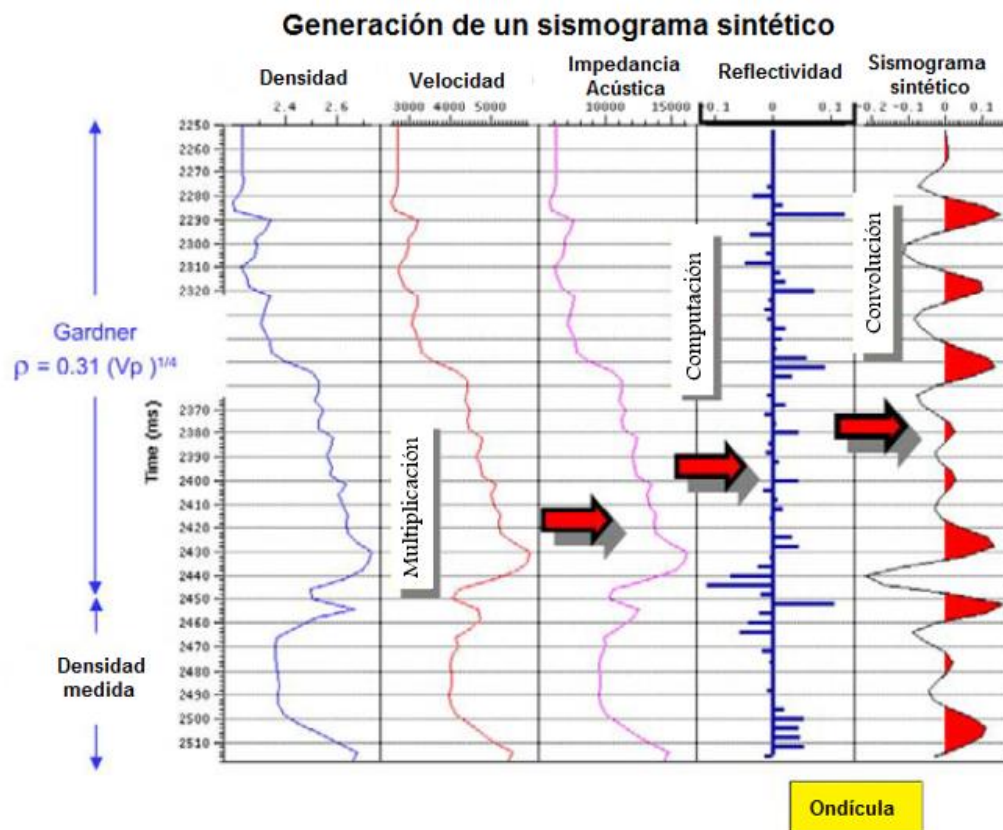


Figura 18. Método de construcción de un sísmograma sintético. La impedancia acústica se calcula con la simple multiplicación de las curvas de densidad y de velocidad. Subsecuentemente los coeficientes de reflexión se computarizan y se convolucionan con una ondícula sísmica obteniendo así un sísmograma sintético. La fórmula de Gardner permite estimar el valor de la densidad para la velocidad logarítmica de la onda P. Modificado de Veeken (2007).

2.6. RESOLUCIÓN SÍSMICA

Un tema clave en la interpretación del límite de la banda de los datos sísmicos, es el hecho de que existe un límite mínimo (determinado por el ancho de banda y la forma de la ondícula) en el que el espesor de la capa puede resolverse de manera única. Este límite define los límites entre capas grandes (arriba del límite de resolución) y capas delgadas (abajo del límite de resolución).

La resolución tiene aspectos horizontales y verticales y es afectada significativamente por los métodos de adquisición y procesamiento de datos. El poder de resolución de los datos sísmicos está determinado por la longitud de onda, la cual se define como la distancia (en metros o en pies) de la cresta de una reflexión a la cresta de la siguiente de la misma polaridad. La longitud de onda se calcula como el cociente de la velocidad de formación entre la frecuencia predominante (Brown, 2004):

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

La velocidad sísmica aumenta con la profundidad debido a que en ese sentido las rocas son más antiguas y más compactas. La frecuencia predominante decrece con la profundidad debido a que las frecuencias altas en la señal sísmica se atenúan más rápidamente. El resultado es que el tamaño de la longitud de onda incrementa significativamente con la profundidad, haciendo que la resolución disminuya (Brown, 2004).

La resolución vertical tiene dos límites, ambos resultantes de la interacción de las ondas reflejadas de la cima y de la base de la capa de interés. El límite de separabilidad (resolución) es igual a un cuarto de la longitud de onda (o medio periodo) esto es porque el espesor de la capa corresponde a la separación más cercana de las dos ondas (figura 19).

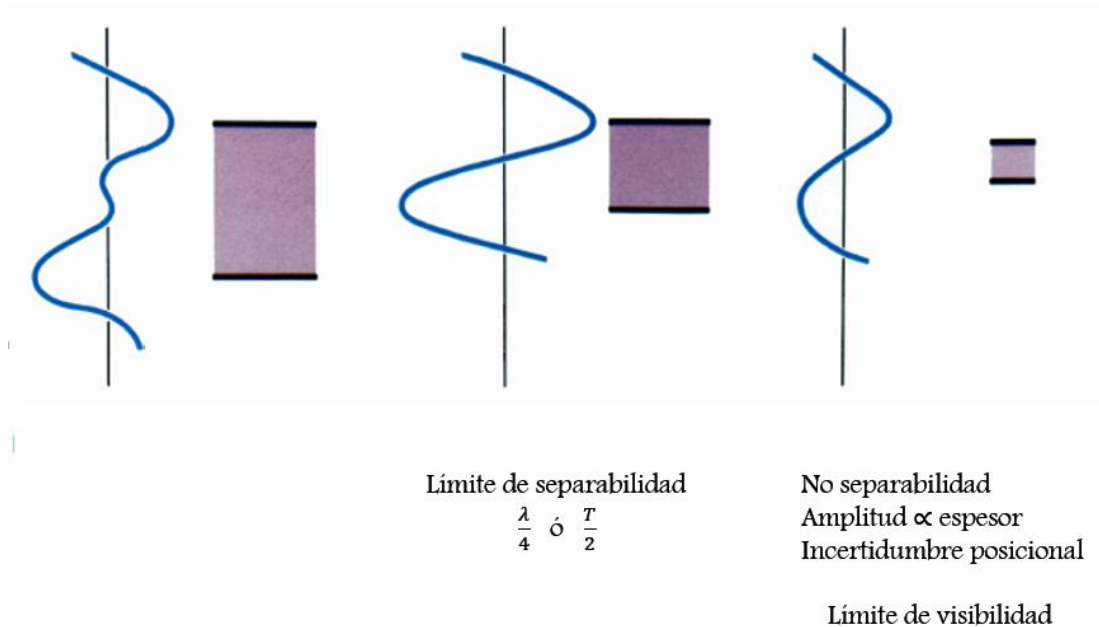


Figura 19. La resolución de las reflexiones de la cima y de la base de una capa es dependiente del espacio entre ondas. Modificado de Brown (2004).

Para capas más delgadas, las reflexiones de la cima y la base aún son visibles pero la amplitud se atenúa progresivamente hasta que se alcanza el límite de visibilidad, cuando la señal de la reflexión se oscurece debido al ruido. En la figura 20 se muestra claramente el concepto de ambos límites. El límite de visibilidad es una fracción variable de la longitud de onda y depende del contraste acústico de la capa de interés relativo al material en ella, del ruido aleatorio y sistemático y a la fase de la onda sísmica (Brown, 2004).

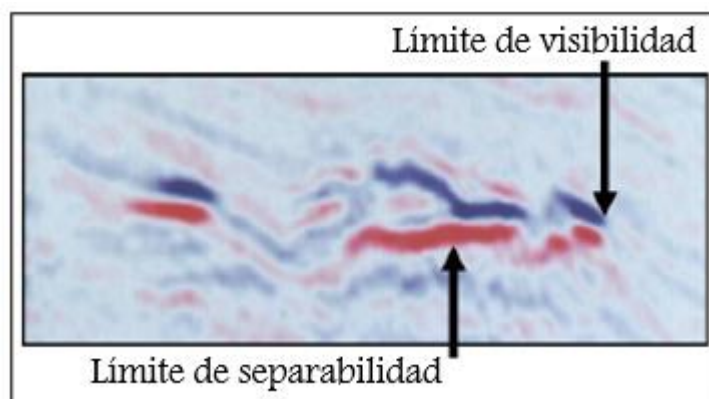


Figura 20. Demostración del límite de separabilidad y del límite de visibilidad. Modificado Brown (2004).

Para calcular los límites de la resolución sísmica, se debe pensar en términos de fracciones de longitud de onda y calcular dicha longitud de onda. La frecuencia predominante se determina contando ciclos en los datos, y la velocidad de la capa se estima a partir de los *check-shots* o de los registros sísmicos, o de la edad de la roca, profundidad y litología. Con la frecuencia predominante y la velocidad de la capa se puede calcular directamente la longitud de onda y por lo tanto el límite de separabilidad (Brown, 2004).

Para la resolución horizontal la migración es la principal técnica en la cual se llevan a cabo tres procesos: (1) reposicionamiento de los reflectores fuera de lugar debido a la profundidad, (2) enfoca la energía propagada sobre la zona de Fresnel y (3) colapsa los patrones de difracción de puntos y orillas.

Tabla 3. Límites típicos de visibilidad y separabilidad para un rango de situaciones geológicas. Modificada de Brown (2004).

Edad de las rocas			Muy joven	Joven	Medio	Vieja	Muy vieja	
Profundidad del objetivo			Muy somero	Somero	Medio	Profundo	Muy profundo	
Velocidad de la formación [m/s]			1600	2000	3500	5000	6000	
Frecuencia predominante [Hz]			70	50	35	25	20	
Longitud de onda [m]		λ	23	40	100	200	300	
Límite de separabilidad		$\frac{\lambda}{4}$	6	10	25	50	75	
Límite de visibilidad	Pobre S/R	Agua y arena Datos pobres	$\sim \frac{\lambda}{8}$	3	5	13	25	38
	Moderada S/R	Agua o aceite y arena Datos aceptablemente buenos	$\sim \frac{\lambda}{12}$	2	3	8	17	25
	Alta S/R	Gas y arena Datos buenos	$\sim \frac{\lambda}{20}$	1	2	5	10	15
	Excelente S/R	Gas y arena Datos excelentes	$\sim \frac{\lambda}{30}$	<1	1	3	7	10

CAPÍTULO 3.

ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

3.1. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

La información disponible incluyó 26 líneas sísmicas de reflexión, registros de pozos y curvas tiempo – profundidad (curvas $T-Z$) obtenidas a partir de los perfiles sísmicos verticales (PSV) de los 4 pozos profundos de la Ciudad de México. Toda esta información fue proporcionada por Pemex para apoyo a la elaboración de ésta y otras tesis de licenciatura.

- **Líneas sísmicas**

Para este trabajo se utilizaron las líneas sísmicas cercanas a los pozos profundos debido a que son de utilidad para la calibración de los sismogramas sintéticos.

La revisión de la información sísmica incluye la revisión de la secuencia de proceso, el análisis del contenido de frecuencia, amplitud y su variación en profundidad, así como la identificación de los principales reflectores sísmicos que servirán para la calibración de los sismogramas sintéticos.

Los parámetros utilizados en la etapa de adquisición de los datos sísmicos de reflexión fueron (Pérez-Cruz, 1988):

- Geometría del tendido: 1,250 m – 100 m o 100 m – 1,250 m.
- Distancia entre geófonos: 50 metros
- Patrón de detección: 30 geófonos por grupo con 4 m de separación.
- Patrón de vibración: 4 vibradores separados 16 m, con 20 barridos por estación y avance de 5 m.
- Frecuencia de barrido: de 14 a 56 Hz.
- Longitud de barrido: 16 s.
- Apilamiento horizontal: 1,200 %

La información fue sometida a un procesamiento convencional tendiente a eliminar efectos de topografía, heterogeneidades litológicas superficiales, ruido aleatorio y ruido organizado; además de enfatizar eventos de reflexión, estimar velocidades sísmicas y lograr una correlación entre eventos de trazas contiguas (Pérez-Cruz, 1988).

- **Registros de pozos**

Las curvas de los registros de pozos obtenidas durante varias etapas de la perforación de los pozos con las que se trabajó estuvieron disponibles en formato digital .las. Los registros no estaban editados por lo que, como veremos más adelante, tuvieron que hacerse algunos ajustes para poder ser utilizados como soporte para este trabajo.

Los registros empleados para la elaboración del presente trabajo fueron:

- Sónico de porosidad (BHC)
- Densidad compensada (FDC)

También se tuvo acceso al reporte final del Perfil Sísmico Vertical (PSV) de cada uno de los pozos en formato pdf.

Como se mencionó anteriormente, estos registros se obtuvieron en etapas y la información se encuentra disponible en diferentes archivos .las, uno por cada etapa de perforación.

Para cargar los registros fue necesario revisar la calidad de las curvas, analizar los empalmes y crear un archivo completo para cada pozo en cada rango de profundidad.

Posterior a la carga de datos, la metodología indica que se debe realizar una corrección ambiental de los registros, para la cual es necesario tener la información sobre la densidad del lodo, temperatura, salinidad, etc., información que no estuvo disponible, por lo que esta corrección no se realizó. Sin embargo, durante la generación de los sismogramas sintéticos este aspecto siempre fue considerado como un factor de incertidumbre, particularmente en las zonas someras del pozo.

- **Registro sónico.**

Para poder trabajar adecuadamente con el registro sónico se debe multiplicar por un factor de conversión dado que las unidades en las que se registra fueron unidades de lentitud $\mu s/ft$ y hay que convertirlo a unidades de velocidad m/s, por lo que se aplicó la siguiente fórmula al registro sónico para hacer la conversión:

$$V_{int}[\text{m/s}] = \frac{304800}{\Delta t[\mu\text{s}/\text{ft}]}$$

donde:

V_{int} : Velocidad de intervalo.

Δt : Lentitud (registro sísmico).

Con esta fórmula se obtiene la velocidad de intervalo, la cual se compara con el PSV.

- **Perfil Sísmico Vertical**

Los perfiles sísmicos verticales con los que se contaron se encuentran en formato de texto, por lo que fue necesario capturar la información de incremento en profundidad y tiempo verticalizado para cada posición del receptor dentro del pozo.

La información que existe de los PSV son los tiempos de los primeros arribos (equivalente a un *checkshot*), con los cuales se construyó una curva de relación tiempo sencillo–profundidad (*T-Z*) de la que a su vez, se obtuvo la velocidad de intervalo a partir de la pendiente.

$$\Delta V = \frac{\Delta z}{\Delta t}$$

3.2. RECONSTRUCCIÓN DE CURVAS CON RELACIONES EMPÍRICAS ENTRE VELOCIDAD Y DENSIDAD. CÁLCULO DE IMPEDANCIA ACÚSTICA.

En los pozos profundos del Valle de México las curvas del registro sísmico y del de densidad tuvieron que ser reconstruidas en varios intervalos ya que o no fueron tomados o fueron extraviados.

Tomando como base los fundamentos de las relaciones empíricas, se realizó un gráfico logarítmico de velocidad contra densidad que incluyó información de los pozos Copilco-1 y Mixhuca-1 por ser los más completos. Posteriormente, mediante un ajuste lineal se obtuvo una relación similar a la ecuación de Gardner; esta relación se empleó en todos los pozos para reconstruir las curvas necesarias obteniendo de ella la velocidad de intervalo (figura 21).

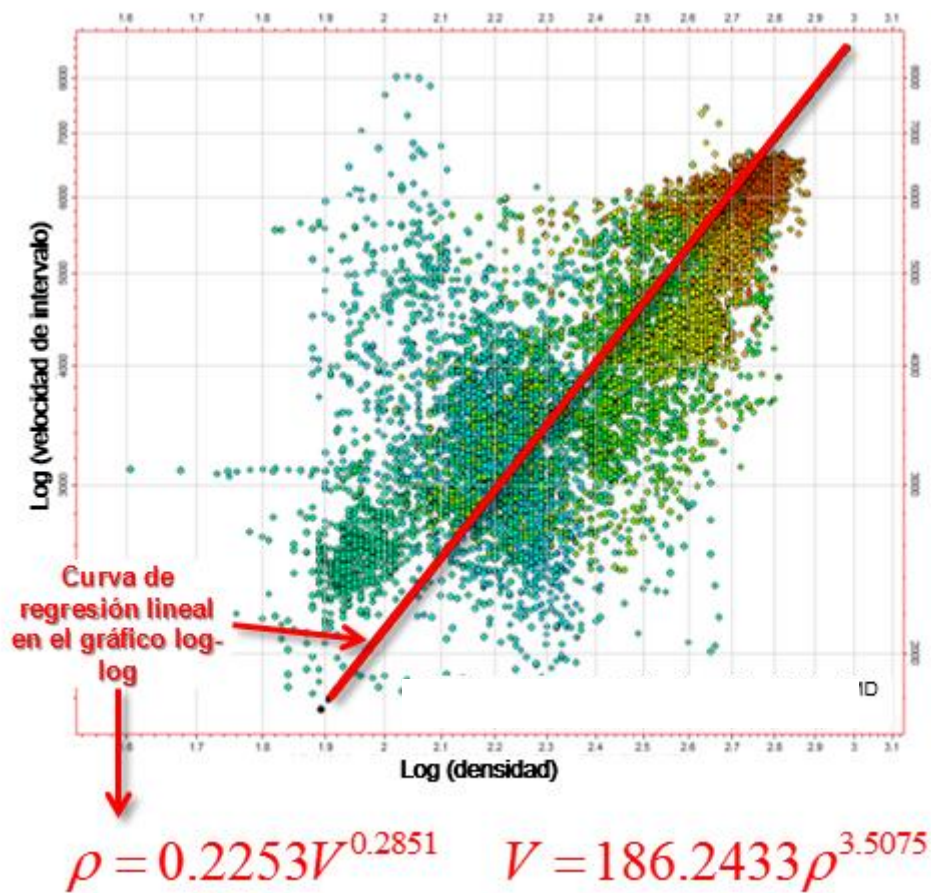


Figura 21. Ejemplo de gráfico logarítmico de velocidad contra densidad. Mediante un ajuste lineal se obtuvo una relación similar a la Ecuación de Gardner $\rho = 0.25V^{0.25}$.

Esta velocidad de intervalo calculada a partir de los registros utilizando el principio de la ecuación de Gardner, se compara con la velocidad de intervalo obtenida a partir del sónico y con la velocidad de intervalo obtenida con los PSV.

Una vez que se tuvieron completos los registros de velocidad y densidad en cada pozo, se procedió al cálculo de la impedancia acústica (Z). Esta última es el producto de la densidad ρ por la velocidad V , quedando:

$$Z = V * \rho$$

Mediante el conjunto de valores de impedancia acústica se genera un registro continuo que fue utilizado para el cálculo de los coeficientes de reflexión.

Los coeficientes de reflexión en una determinada interfase se obtienen de la relación.

$$CR = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i}$$

siendo Z_{i+1} la impedancia debajo de la interfase y Z_i la impedancia por arriba de ésta.

Finalmente, la serie de reflectividad fue calculada a partir de los contrastes de impedancia acústica en cada pozo.

3.3. CONVERSIÓN DE LOS REGISTROS DE POZOS A TIEMPO Y CÁLCULO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.

Los registro de los pozos fueron convertidos a tiempo empleando la relación tiempo–profundidad obtenida de cada uno de los perfiles sísmicos verticales.

En cada pozo se calculó el sismograma sintético convolucionando su serie de reflectividad con distintas ondículas sísmicas (modelo convolutivo o convolucional), principalmente con las ondículas de Ricker y de Klauder con una frecuencia central consistente con la sísmica de superficie. La ondícula de Ricker es una ondícula fase cero con un pico central y dos pequeños lóbulos laterales. Esta ondícula puede especificarse solamente con un parámetro, la frecuencia, dicha frecuencia está dada por el pico del espectro de frecuencia (Harol, 1994). La ondícula de Klauder es simétrica en el tiempo cero. Esta ondícula representa la autocorrelación de un barrido lineal de una señal sinusoidal de frecuencia modulada utilizada en Vibrosismos (Harol, 1994). El sismograma sintético resultante representa un modelo de la respuesta sísmica de reflexión en una dimensión obtenida en la superficie del terreno, sobre la localidad del pozo respectivo. A este modelo también se le conoce como traza sintética.

3.4. CALIBRACIÓN DE LAS CURVAS TIEMPO–PROFUNDIDAD.

En el caso de que los principales eventos de reflexión de los sismogramas sintéticos y la sísmica de superficie no ajusten adecuadamente en tiempo, es necesario realizar una corrección manual de dichos eventos. Este ajuste se realiza con un estiramiento y estrechamiento de la traza sintética, lo que significa una perturbación de las velocidades de intervalo y por lo tanto de la curva tiempo–profundidad. El control de calidad de la corrección manual, es que la modificación de la velocidad de intervalo debe ser consistente con la litología y velocidad sísmica esperadas en la zona de estudio.

Mediante este proceso se obtiene una curva tiempo–profundidad y una curva de velocidad calibradas para cada pozo. Las últimas curvas mencionadas, serán empleadas para la construcción de un modelo de velocidades en 3D que servirá para convertir a profundidad la información sísmica.

3.5. MODELO DE VELOCIDADES EN 3D. CONVERSIÓN A PROFUNDIDAD.

La construcción de un modelo de velocidades, ya sea en 2 ó 3 dimensiones, requiere la interpolación y extrapolación lateral de las velocidades obtenidas en cada pozo. Una práctica común es que la interpolación o la extrapolación sean guiadas por superficies que representen la geometría de las capas del subsuelo. En este trabajo se tomaron como referencia horizontes sísmicos que fueron interpretados por Pérez–Cruz (1988) y Canales–García *et al.* (2013). Con estas superficies, fue posible construir en primer lugar un modelo de capas. Éstas a su vez, fueron subdivididas en minicapas.

Para la definición del espesor de las minicapas en el modelo de velocidad se empleó aproximadamente el intervalo de muestreo de los perfiles sísmicos verticales, el cual es de 30 m de profundidad desarrollada. Se considera que definir minicapas más delgadas no da lugar a ningún beneficio en la conversión a profundidad.

Las curvas de velocidad calibrada a partir del ajuste de los sintéticos, son sobre–escaladas al modelo de minicapas. Para la propagación lateral de las velocidades se pueden emplear varios métodos. En este caso la propagación lateral de velocidades se realizó en un modelo de celdas, de 8 en las primeras capas y de 12 para las últimas, y por medio de medias móviles con un decaimiento proporcional al inverso del cuadrado de la distancia.

Las velocidades interpoladas en 3D constituyen el modelo de velocidades buscado. Éste modelo es empleado para realizar la conversión de las líneas sísmicas de tiempo a profundidad.

CAPÍTULO 4.

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados del análisis llevado a cabo para generar los sismogramas sintéticos y el campo de velocidades con base en los cuatro pozos profundos del Valle de México. Se discute lo siguiente:

- 1) El procedimiento de reconstrucción de registros de densidad y velocidades faltantes a través de relaciones empíricas.
- 2) La generación de sismogramas sintéticos con base en varias ondículas.
- 3) El ajuste de sismogramas sintéticos con la sísmica de reflexión observada.
- 4) La respuesta sísmica asociada a la litología y contrastes de impedancia acústica.
- 5) La construcción del modelo de velocidades.

Todo lo anterior basado en la metodología propuesta por Reyes *et al.* (2013).

4.1. OBTENCIÓN DE RELACIONES EMPÍRICAS PARA EL CÁLCULO DE DENSIDAD A PARTIR DE VELOCIDAD DEL SÓNICO Y VICEVERSA.

Se cargaron los registros originales de densidad (Rho B) y sónico de cada pozo. El registro sónico fue tomado en unidades de lentitud $\mu s/ft$, por lo que fue necesario multiplicarlo por el siguiente factor de conversión para convertirlo a unidades de velocidad m/s:

$$V_{int}[\text{m/s}] = \frac{304800}{\Delta t[\mu s/ft]}$$

De tal manera que las curvas con el sónico en unidades de velocidad para cada pozo quedaron representadas como se muestran en las curvas de color azul de la figura 22.

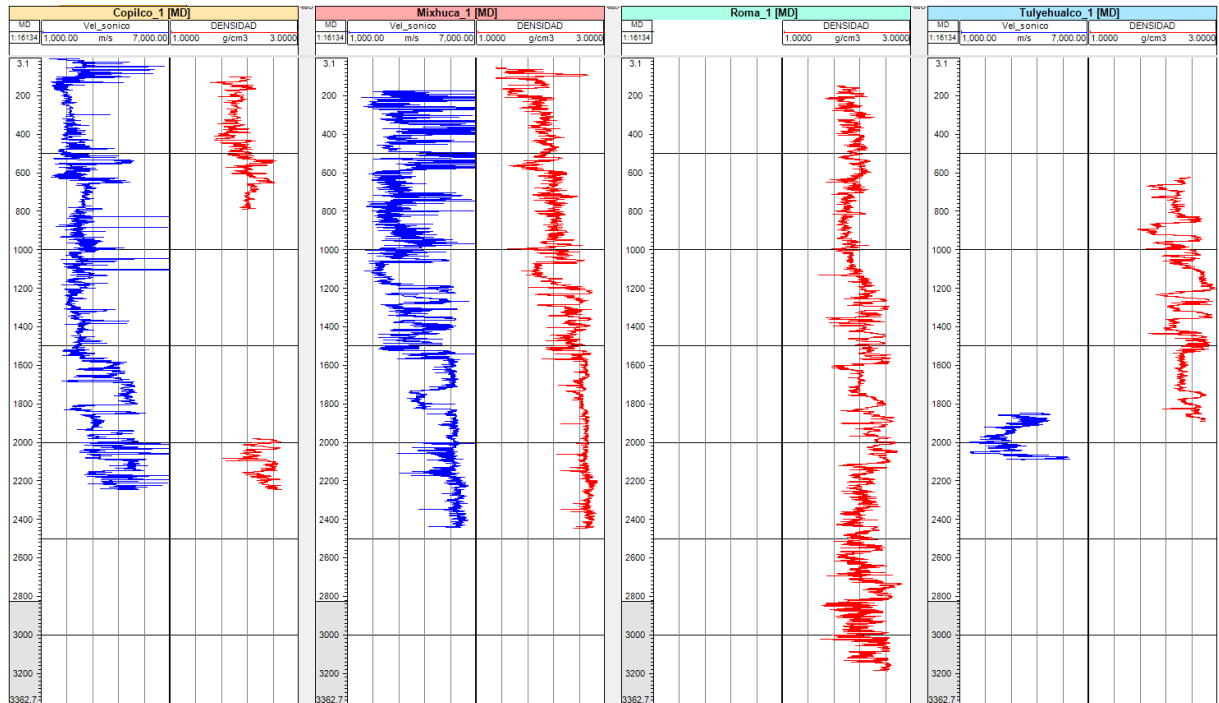


Figura 22. Registros sónico (en unidades de velocidad) y densidad de los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, Roma-1 y Tulyehualco-1.

El registro sónico se remuestreó al mismo intervalo que registro de densidad ρ_B . Con estos datos se obtuvo un *crossplot* de velocidad vs densidad y basados en los fundamentos de las relaciones empíricas de Gardner (1979) se obtuvo una línea de tendencia cuya ecuación relaciona la velocidad y la densidad.

Se utilizaron los datos de los pozos Copilco-1 y Mixhuca-1, dado que son los pozos con mayor información, obteniendo los resultados mostrados en las figuras 23 y 24.

POZO COPILCO-1

En la figura 23 los valores de densidad y velocidad son lineales, en la figura 24 los valores son logaritmo base 10. Al obtener la línea de tendencia y la correlación, se observa un mejor ajuste con los datos lineales, sin embargo la correlación R^2 es baja.

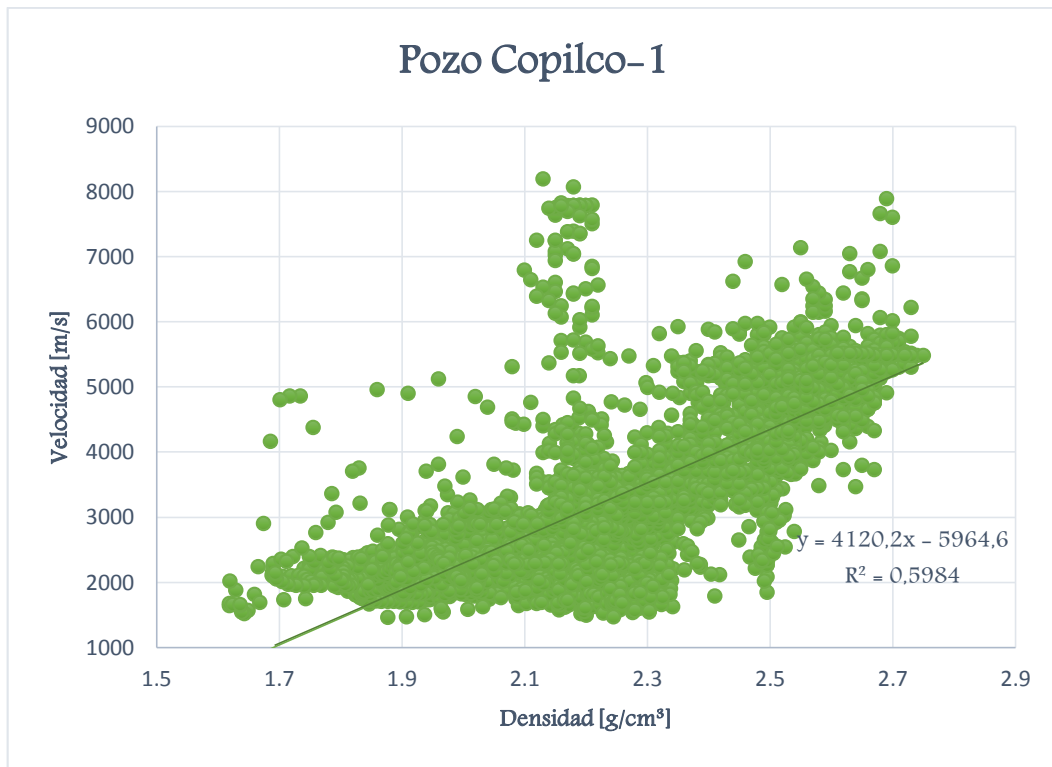


Figura 23. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 en escala lineal.

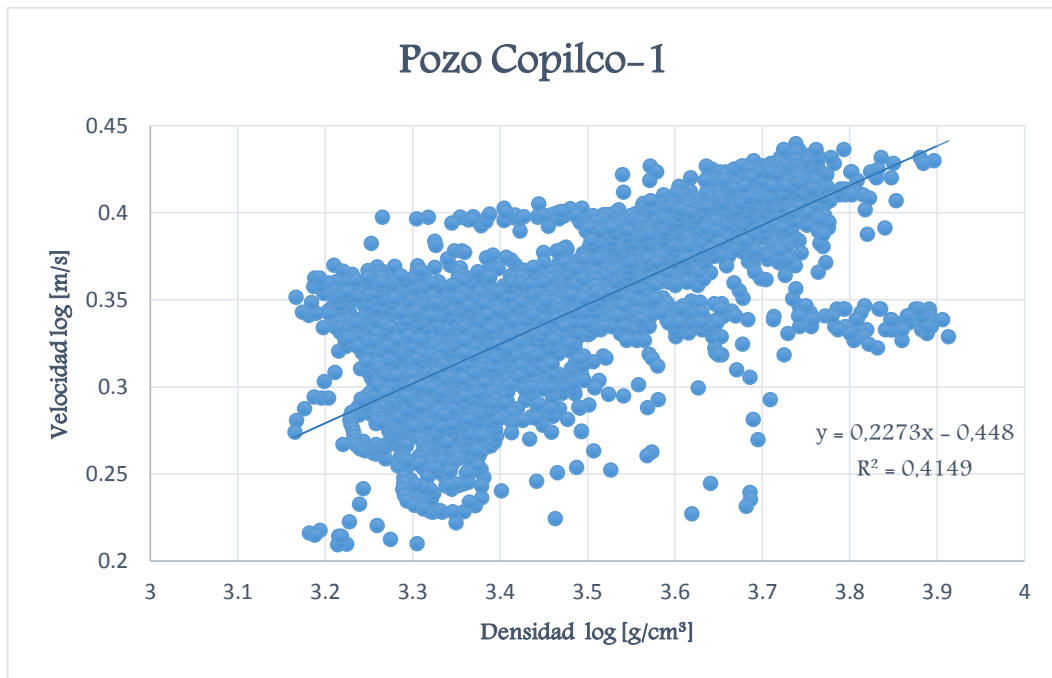


Figura 24. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 en escala logarítmica.

POZO MIXHUCA-1

En la primera sección de este pozo se observan valores elevados de la velocidad en el registro sísmico, esto puede deberse al diámetro del pozo, a un problema al digitalizar el registro, entre otras causas.

Estos valores altos son también notables en los datos originales (figura 26), en los primeros 1000 m, por lo que a partir de esa profundidad se tomaron los datos nuevamente para la generación del *crossplot* densidad vs velocidad mostrado en la figura 27.

En la figura 27 los datos del pozo Mixhuca-1 (a partir de 1000 m) en escala lineal, en la figura 28 los datos se presentan en escala logarítmica base diez. Existe una pequeña diferencia en el valor de la correlación R^2 entre ambos *crossplot*, por lo que se podría trabajar con ambas ecuaciones.

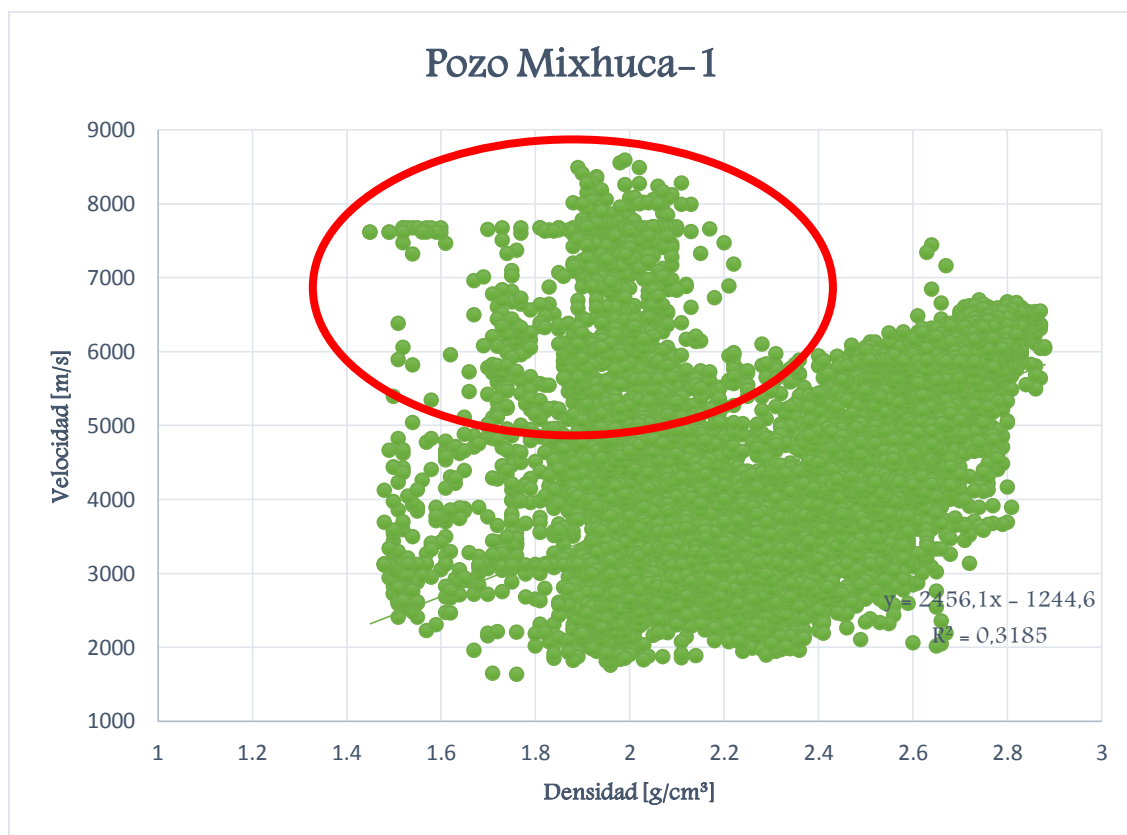


Figura 25. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala lineal. Se observa gran dispersión de los datos en la zona encerrada con el óvalo rojo.

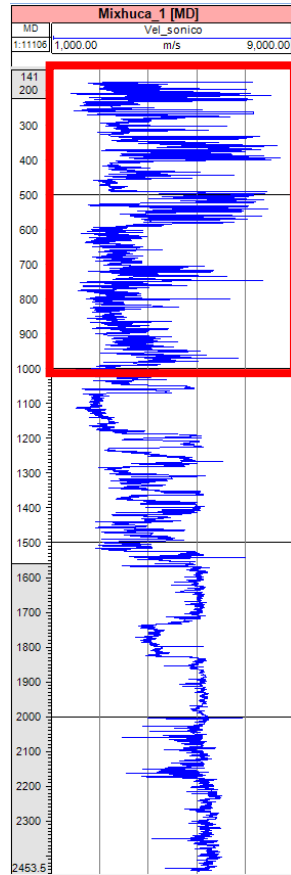


Figura 26. Registro sónico Pozo Mixhuca-1. Se observa que en los primeros 1000 m el registro presenta mucho ruido (zona encerrada con cuadrado rojo).

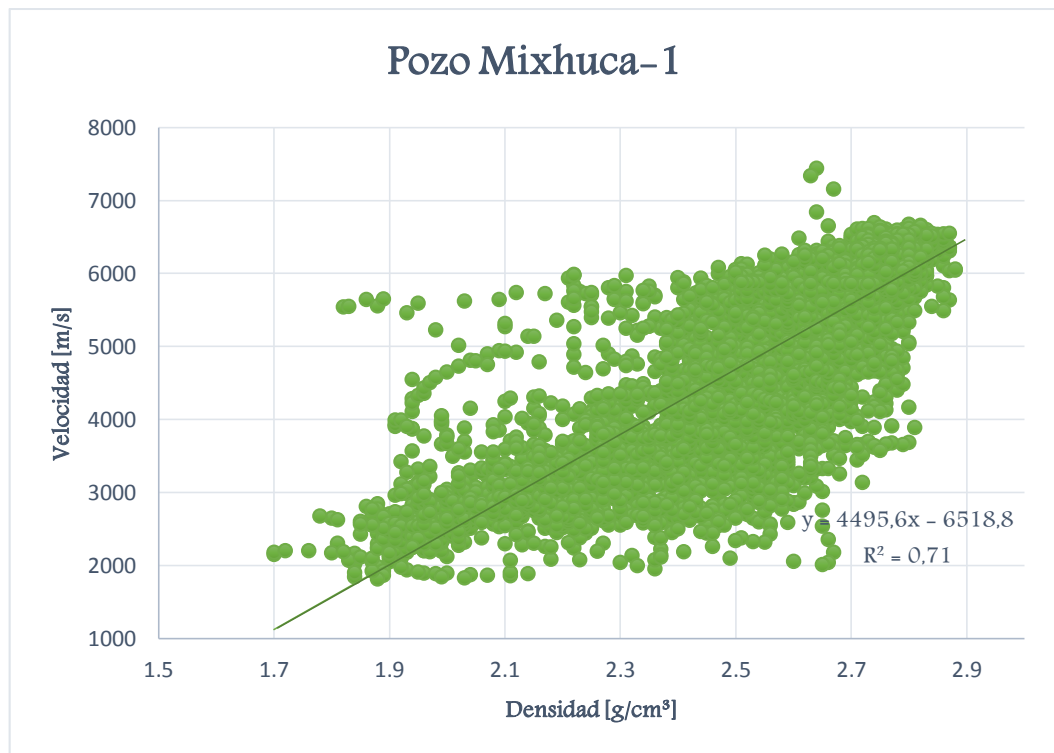


Figura 27. Crossplot velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala lineal, a partir de 1000 m de profundidad.

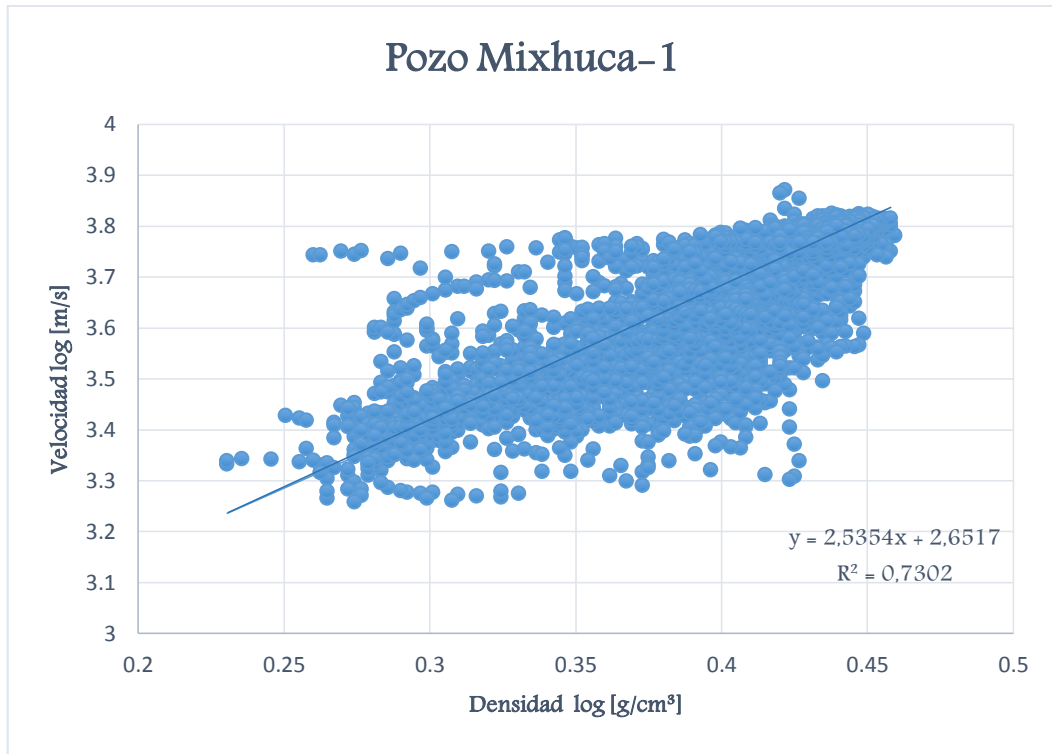


Figura 28. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Mixhuca-1 en escala logarítmica a partir de 1000 m de profundidad.

POZO COPILCO-1 Y MIXHUCA-1.

Debido que los pozos con mayor información son el pozo Copilco-1 y el pozo Mixhuca-1 y con el afán de mejorar la estadística, se obtuvo un *crossplot* de los valores de ambos pozos, obteniéndose un mejoramiento en el coeficiente de correlación R^2 como se muestra en las figuras 29 y 30 en representación lineal y logarítmica, respectivamente.

Se observa una mejor correlación con el último *crossplot* ($R^2 = 0.7825$), por lo que la ecuación de la línea de tendencia que se utilizó para la relación empírica entre velocidad y densidad fue:

$$\log_{10} V = 2.8373 \log_{10} \rho + 2.5167$$

Despejando se obtiene una expresión para obtener la velocidad de intervalo a partir de la densidad:

$$V_{int} = 328.6245 * \rho^{2.8373}$$

Despejando la densidad a partir de la velocidad:

$$\rho = 0.1297 * V^{0.3524}$$

Estas ecuaciones se utilizaron para la reconstrucción de las zonas faltantes de las curvas y posteriormente se obtuvo una curva final completa para cada registro.

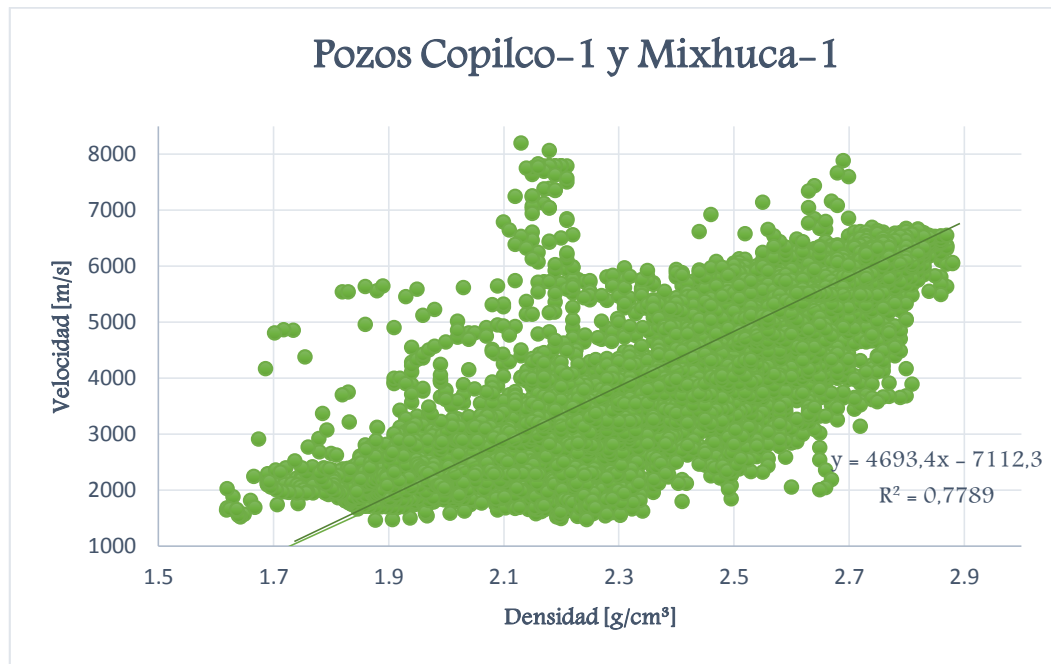


Figura 29. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 y pozo Mixhuca-1 en escala lineal.

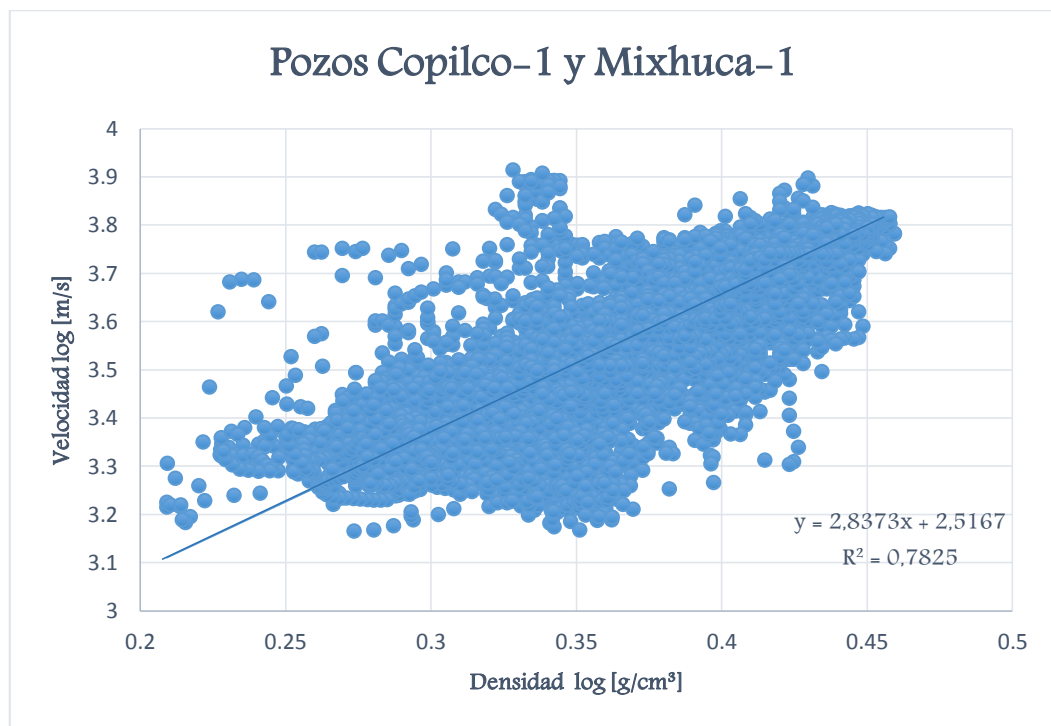


Figura 30. *Crossplot* velocidad vs densidad pozo Copilco-1 y pozo Mixhuca-1 en escala logarítmica.

4.2. RECONSTRUCCIÓN DE REGISTROS SÓNICOS Y DE DENSIDAD EN ZONAS FALTANTES Y GENERACIÓN DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.

POZO COPILCO-1.

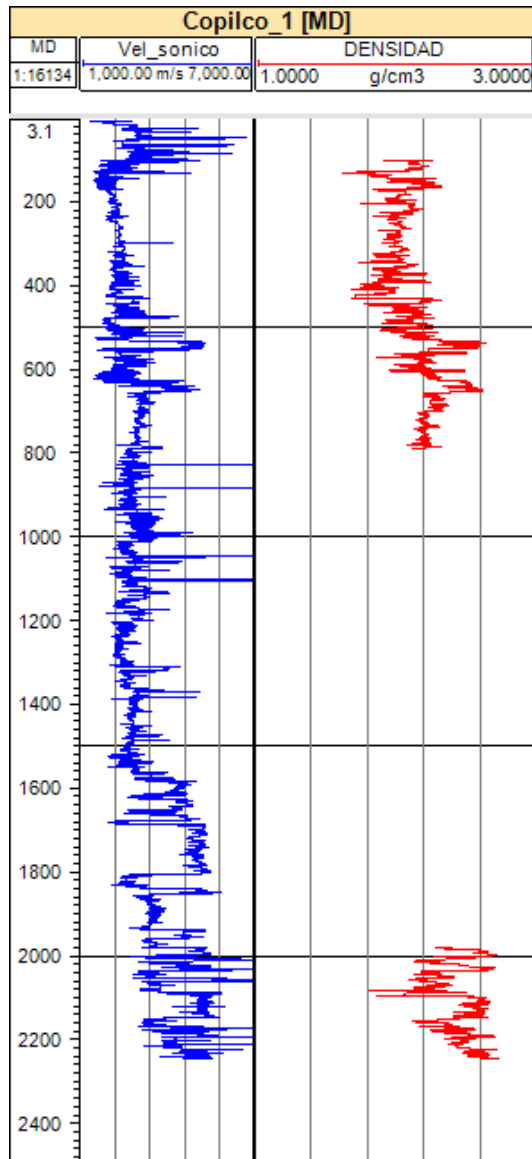


Figura 31. Registro sónico original en unidades de velocidad (azul) y registro de densidad original (rojo) pozo Copilco-1.

Este pozo de exploración tiene una profundidad máxima de 2,258 m (Pérez-Cruz, 1988).

El tener los registros de velocidad y de densidad completos en toda la columna es necesario para el cálculo de impedancia acústica, la cual, como se menciona en el Capítulo 3, se utiliza para la obtención de sismogramas sintéticos.

Como se observa en la figura 31, en el registro sónico original (convertido ya a velocidad) está completo en todo el pozo, sin embargo el registro de densidad se encuentra incompleto, por lo que fue necesario utilizar la ecuación de la relación empírica que se obtuvo anteriormente ($\rho = 0.1297 * V^{0.3524}$) para reconstruir las etapas faltantes del registro de densidad a partir del registro de velocidad.

El registro sónico se comparó con la información de los PSV disponible (figura 32), con lo cual se verifica que tengan la misma tendencia. Se observa que la mayor parte del registro se tiene la misma tendencia, por lo que la curva de velocidad es confiable.

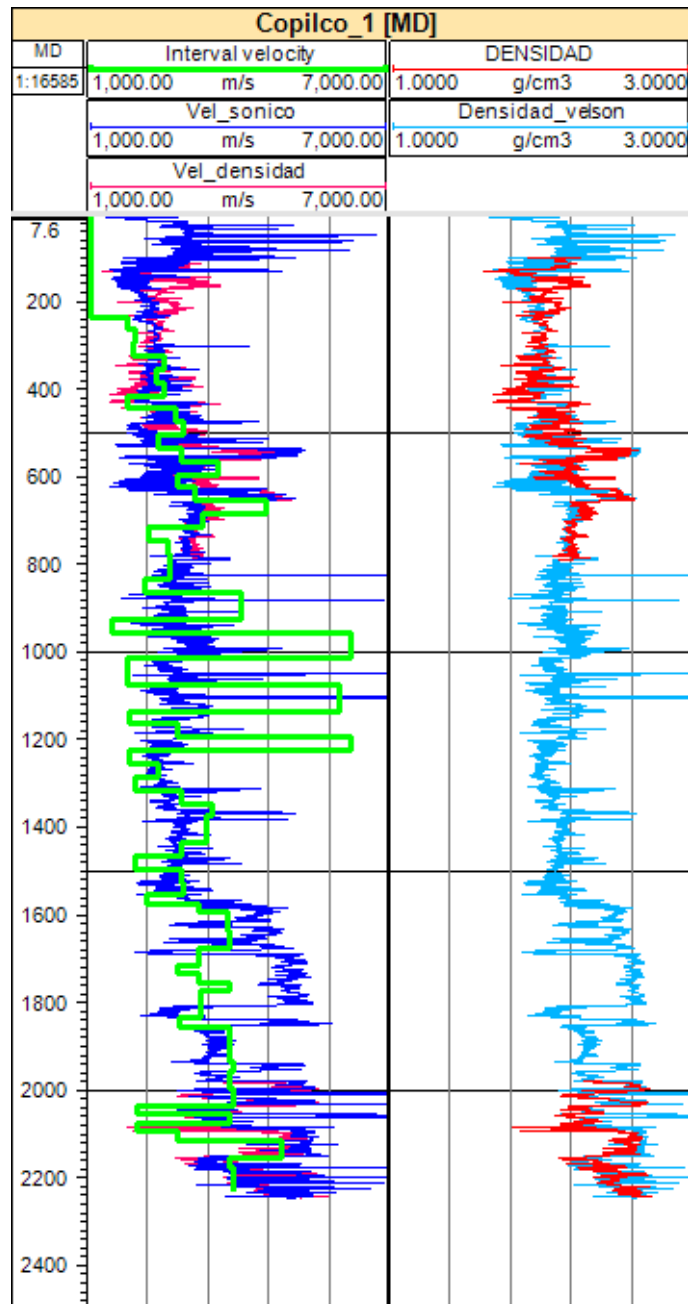


Figura 32. En el carril izquierdo, se muestra el registro sónico original (curva azul), el registro sónico calculado a partir de la densidad (rosa) y se comparan con el PSV (curva verde). En el carril derecho se muestra el registro de densidad original (curva roja) y el registro de densidad calculado a partir de la velocidad (azul claro).

Con las etapas faltantes calculadas a partir de las relaciones empíricas se construyeron las curvas finales de velocidad y de densidad para todo el pozo. Posteriormente se calculó la impedancia acústica multiplicando los registros de velocidad y de densidad como se indica en la figura 33.

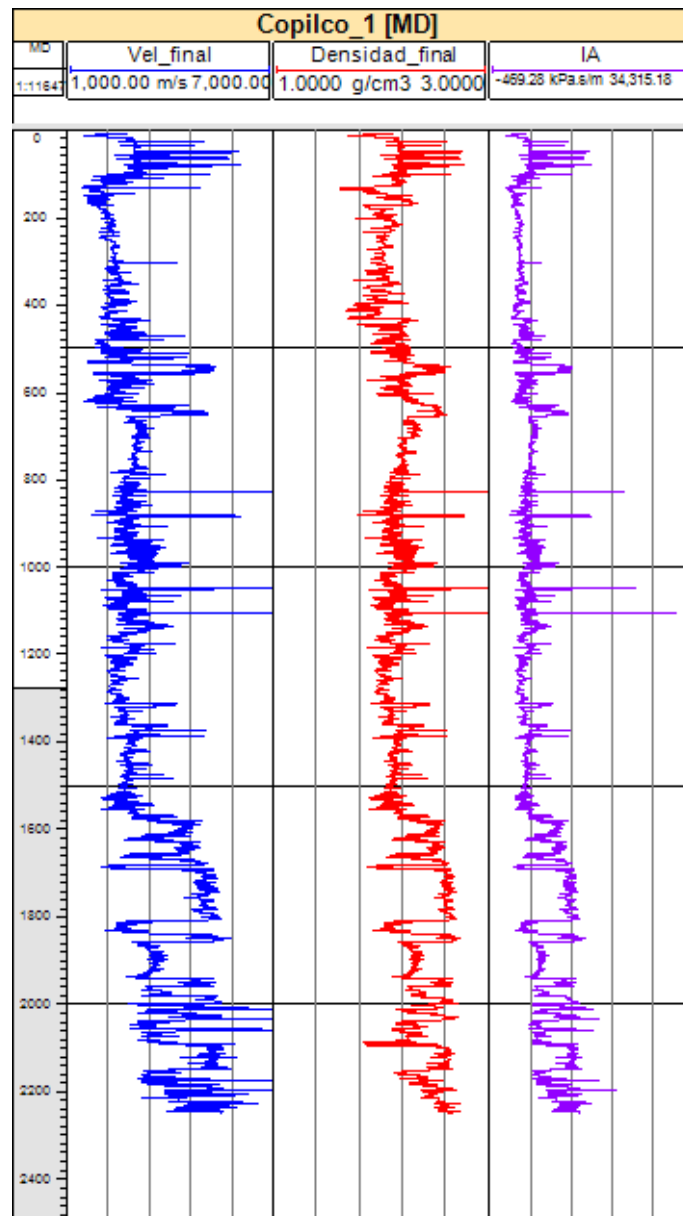


Figura 33. En el primer carril se muestra el registro sónico y en el segundo el registro de densidad, ambos reconstruidos para todo el pozo. La impedancia acústica obtenida multiplicando los registros sónico y de densidad se muestra en el tercer carril.

Con la impedancia acústica calculada, se procedió al cálculo del sismograma sintético mediante el software PETREL. El programa calcula los coeficientes de reflexión a partir de la impedancia acústica, después se extrae una ondícula de la sísmica de reflexión seleccionando un intervalo específico. El programa obtiene el espectro de potencia, el espectro de fase y muestra la ondícula obtenida. La ondícula se convierte en fase cero y se remueve el tiempo de retraso (Ver Capítulo 2.5).

Como referencia se utilizó la información sísmica de la línea 8 cercana al pozo. Se extrajeron ondículas para las zonas somera, intermedia y profunda a partir de la sísmica de reflexión para comparar y obtener la más adecuada.

EXTRACCIÓN DE ONDÍCUA EN LA ZONA SOMERA

En la figura 34 se muestra un diagrama típico de extracción de ondícula. En el carril izquierdo, la gráfica de impedancia acústica; en el carril central, la serie de reflectividad y en el carril derecho, la traza sintética repetida 32 veces. En la parte central, un fragmento de la sección sísmica real cercana al pozo. La ventana seleccionada, en este caso fue de 400 ms aproximadamente (indicada por el paréntesis rojo). En la figura 35 se muestra la ondícula extraída de las trazas sísmicas reales y su respectivo espectro de potencia.

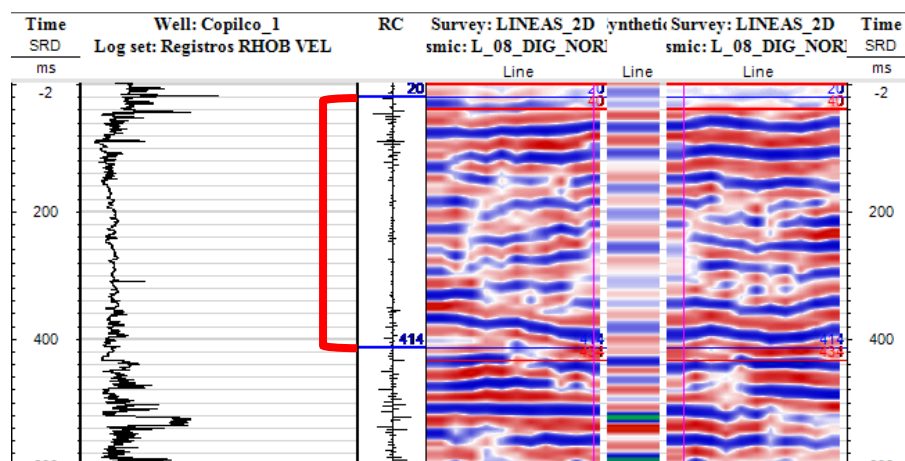


Figura 34. Extracción de la ondícula a partir de la zona somera de la sísmica de reflexión.

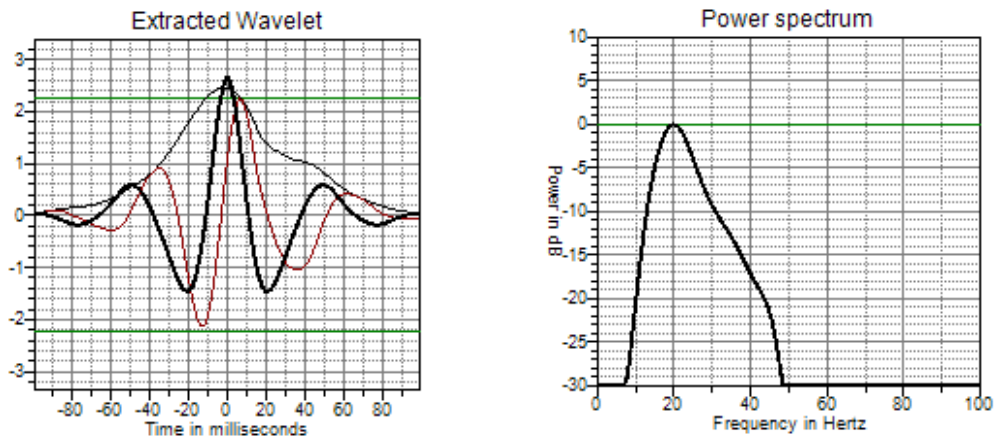


Figura 35. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona somera en fase cero y sin desplazamiento; en la derecha el espectro de potencia con una frecuencia predominante de 20 Hz. aproximadamente.

EXTRACCIÓN DE ONDÍCULA EN ZONA INTERMEDIA

El mismo procedimiento se aplicó a ventanas intermedias y profundas mostradas en las figuras 36 y 38 respectivamente. Sus ondículas extraídas y espectros de potencia se indican en las figuras 37 y 39.

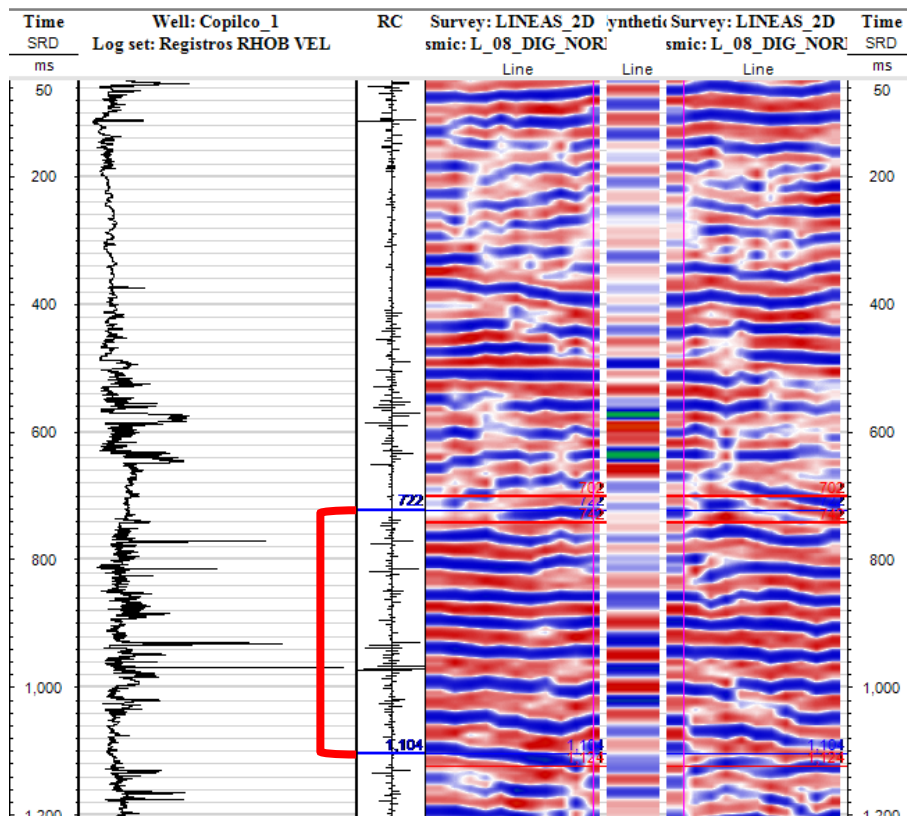


Figura 36. Extracción de la ondícula a partir de la zona intermedia de la sísmica de reflexión.

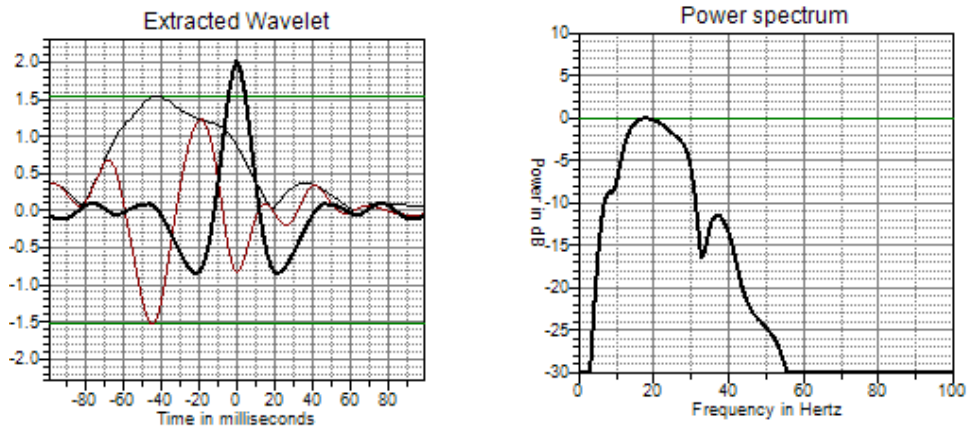


Figura 37. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona intermedia en fase cero y sin desplazamiento; en la derecha el espectro de potencia con una frecuencia predominante de 18 Hz aproximadamente.

EXTRACCIÓN DE ONDÍCULA EN ZONA PROFUNDA.

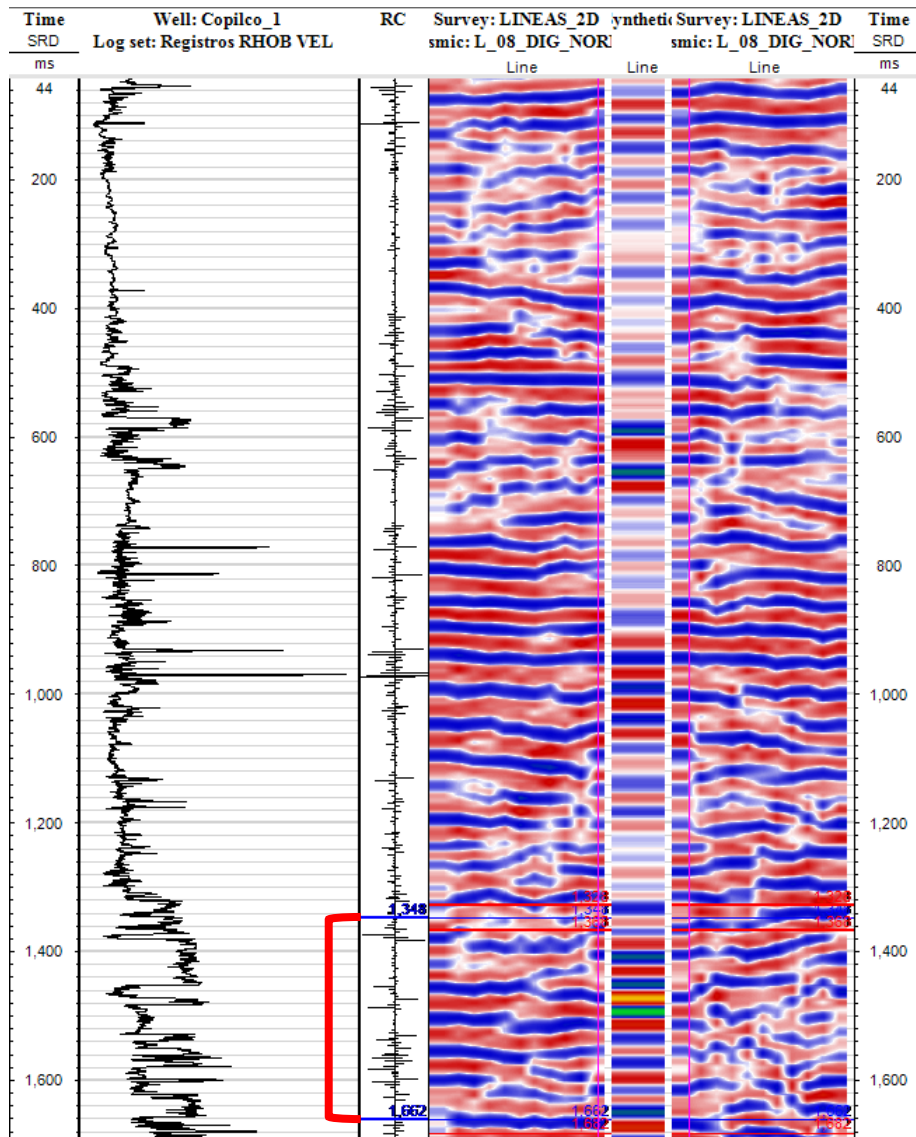


Figura 38. Extracción de la ondícula a partir de la zona profunda de la sísmica de reflexión.

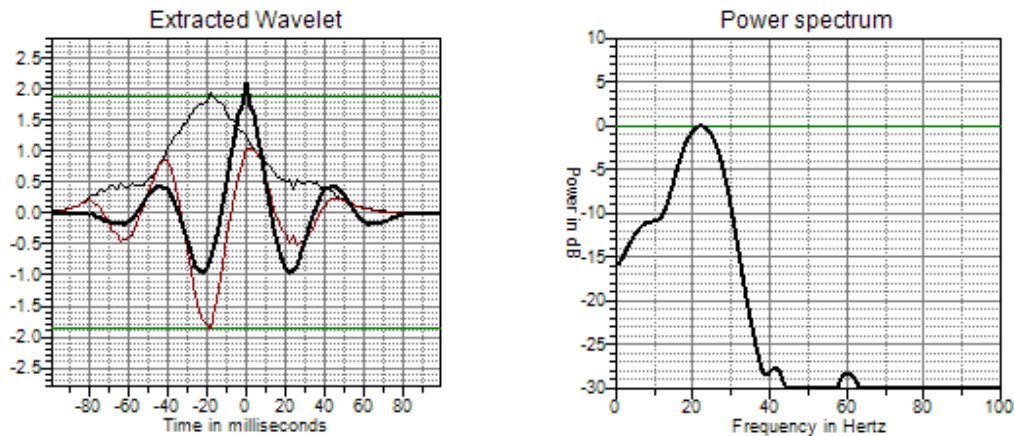


Figura 39. Del lado izquierdo se muestra la ondícula extraída de la zona profunda en fase cero y sin desplazamiento; en la derecha el espectro de potencia con una frecuencia predominante de 22 Hz aproximadamente.

Para este pozo no hay una diferencia significativa en la frecuencia central de los espectros (que varía entre 18 y 22 Hz.), aunque si es significativo el decaimiento de las altas frecuencias con el tiempo de reflejo, como era esperado. Aquí es conveniente recordar que la frecuencia de entrada del barrido de la sísmica de reflexión fue de 14 Hz a 56 Hz.

Dado que el sismograma sintético no ajustó adecuadamente para ninguna ondícula extraída y que la frecuencia de las tres opciones es adecuada, se realizó a continuación la calibración de la curva $T-Z$ para cada zona de la que se extrajo la ondícula.

AJUSTES AL SISMOGRAMA SINTÉTICO EN LA ZONA SOMERA

Para ilustrar el procedimiento, los productos del ajuste se muestran en gráficas de las figuras 40 y 41 correspondientes a la zona somera. Del lado izquierdo, el sismograma sintético acompañado de la impedancia acústica y la serie de reflectividad antes (figura 40) y después del ajuste (figura 41). A la derecha, las curvas de velocidad de intervalo antes (figura 40) y después del ajuste (figura 41), acompañadas de la impedancia acústica. Al comparar la curva original de velocidad de intervalo (en verde) con la calibrada (en rojo), se observa un pequeño cambio entre éstas y un mejor ajuste del sismograma con la sísmica de reflexión.

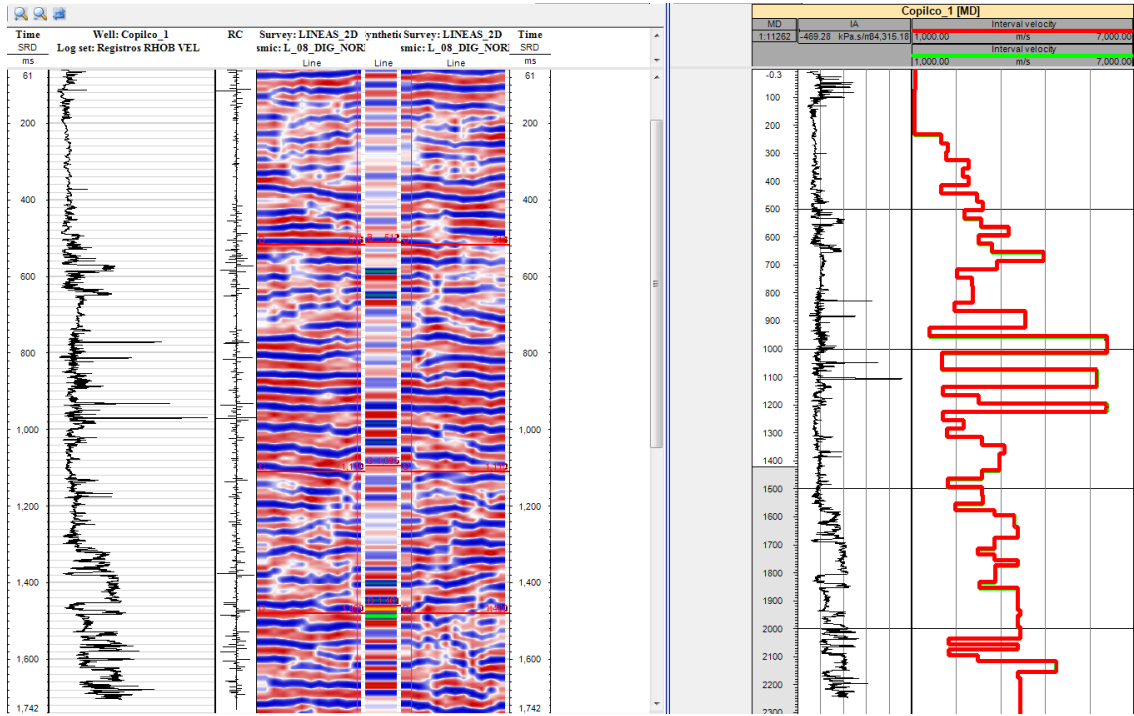


Figura 40. Del lado izquierdo se muestra el sismograma sintético obtenido de la zona somera, del lado derecho la curva de velocidad de intervalo original (verde) y la curva de velocidad de intervalo por editar (roja).

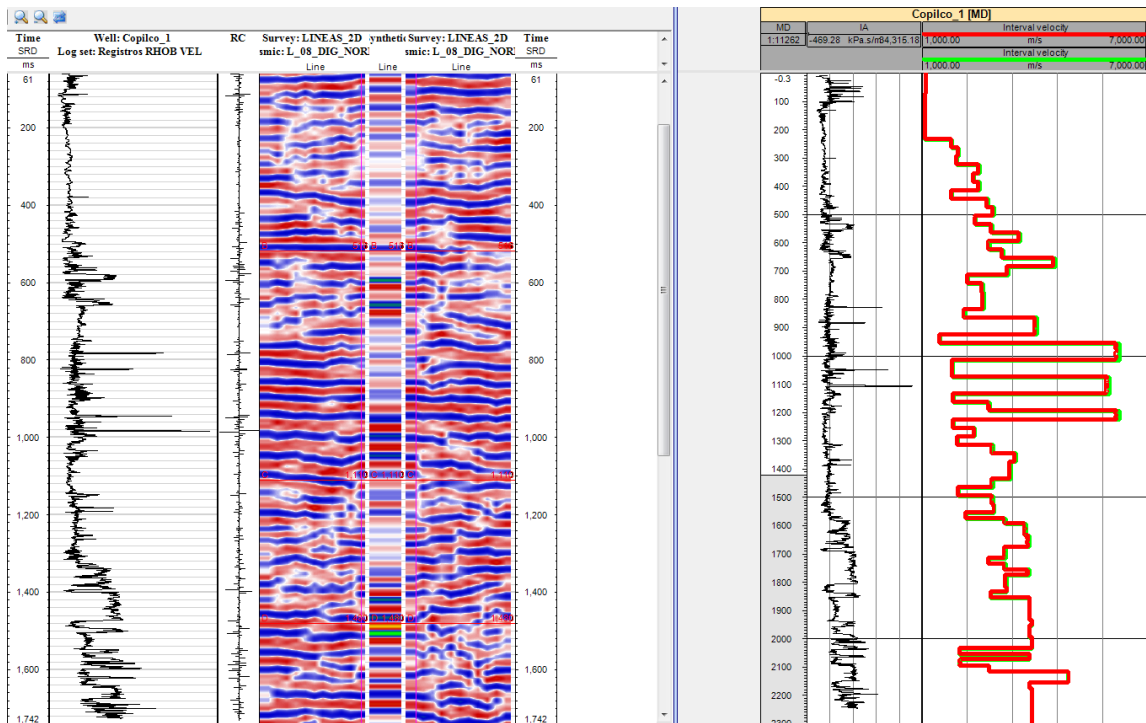


Figura 41. Del lado izquierdo se muestra el sismograma después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, la cual se muestra del lado derecho (roja).

AJUSTES AL SISMOGRAMA SINTÉTICO EN LA ZONA INTERMEDIA.

El procedimiento anterior e repitió para la zona intermedia. Los resultados se pueden apreciar en la figuras 42 y 43. En esta zona se observa una pequeña diferencia entre las curvas de velocidad de intervalo original y la calibrada; sin embargo, la diferencia es mayor a la que se obtuvo en la zona somera. El ajuste del sismograma sintético con la sísmica de reflexión es mejor.

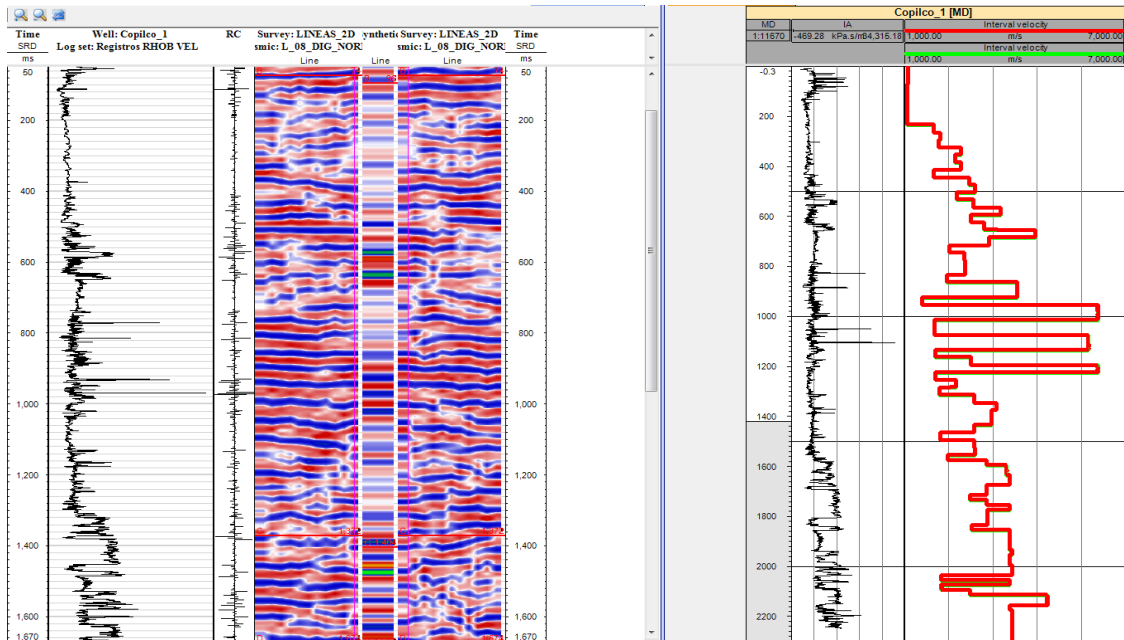


Figura 42. Del lado izquierdo se muestra el sismograma sintético obtenido de la zona intermedia, del lado derecho la curva de velocidad de intervalo original (verde) y la curva de velocidad de intervalo por editar (roja).

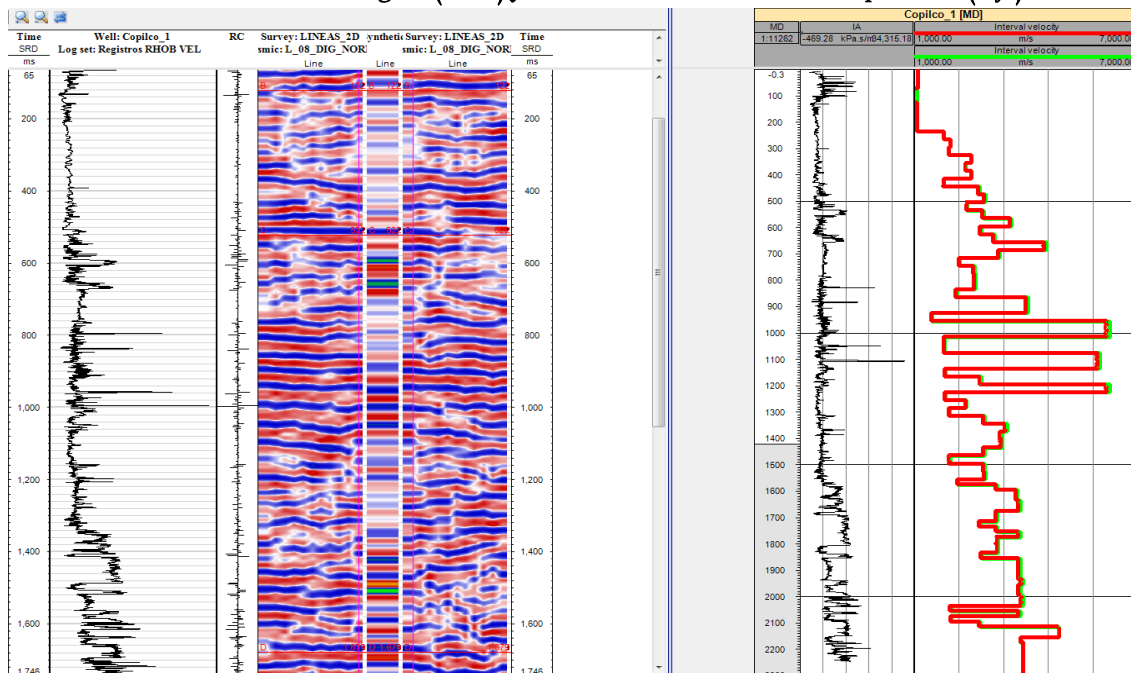


Figura 43. Del lado izquierdo se muestra el sismograma después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, la cual se muestra del lado derecho (roja).

AJUSTES AL SISMOGRAMA SINTÉTICO EN LA ZONA PROFUNDA.

El procedimiento anterior se replicó también en la zona profunda. Los resultados se pueden apreciar en las figuras 44 y 45. Las curvas de velocidad de intervalo presentan diferencias significativas en la primera mitad del pozo. El sismograma sintético presenta buen ajuste para algunos de los eventos de reflexión.

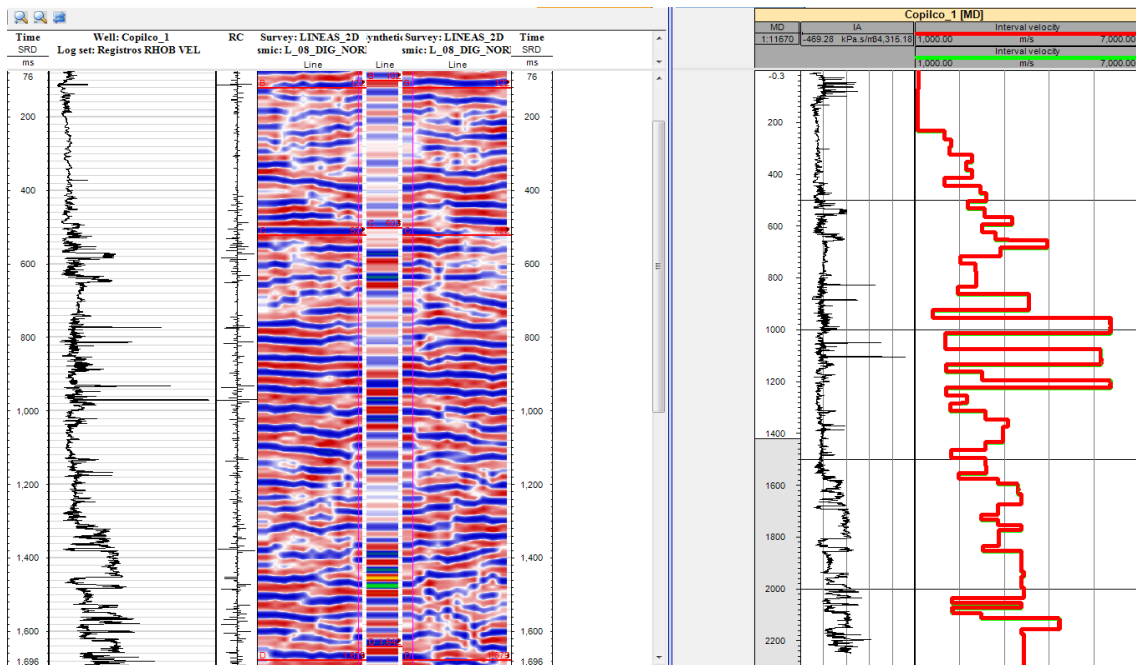


Figura 44. Del lado izquierdo se muestra el sismograma sintético obtenido de la zona profunda, del lado derecho la curva de velocidad de intervalo original (verde) y la curva de velocidad de intervalo por editar (roja).

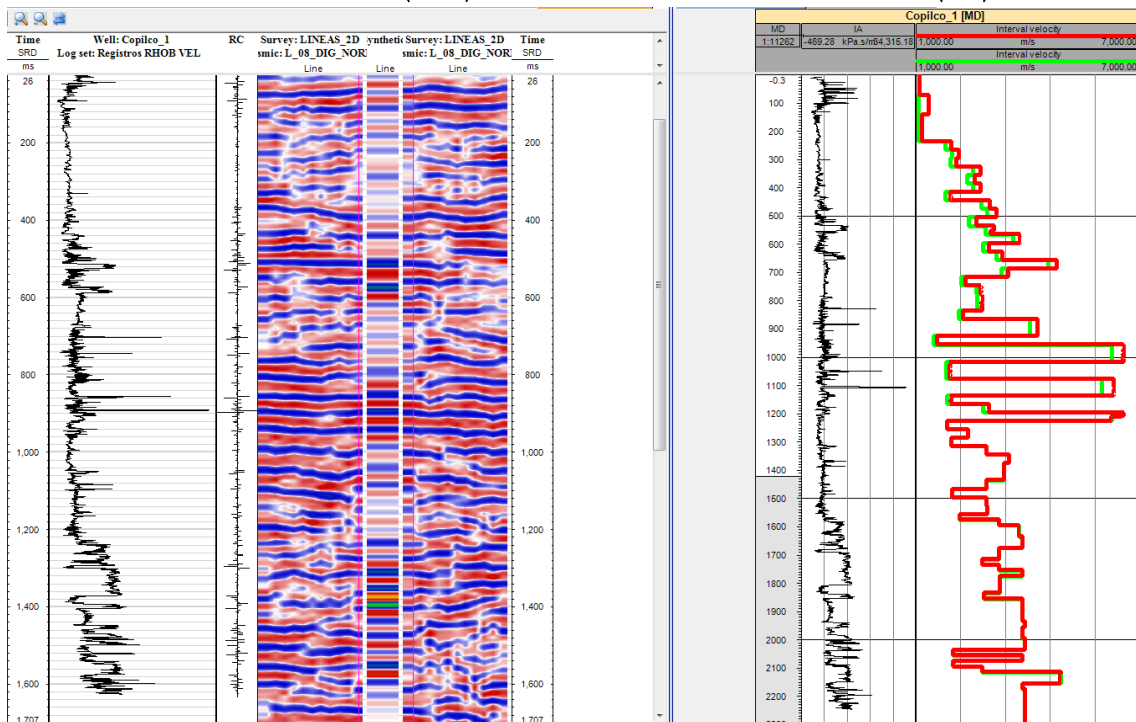


Figura 45. Del lado izquierdo se muestra el sismograma después de la calibración de la curva de velocidad de intervalo, la cual se muestra del lado derecho (roja).

Después de comparar los sismogramas sintéticos, obtenidos al hacer el ajuste en cada zona, se concluyó que hay una mejor similitud entre la traza sintética y las reales a lo largo del análisis, al hacer el ajuste de la zona intermedia, por lo que se seleccionó ésta como la mejor opción para aplicarse a todo el sismograma. Estos ajustes tendrán un impacto significativo en la relación tiempo–profundidad o curva $T-Z$ del pozo, en el campo de velocidades y en la conversión de las secciones sísmicas de tiempo a profundidad.

GENERACIÓN DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS CON ONDÍCULAS TEÓRICAS

Ya con la curva $T-Z$ calibrada, se realizó el cálculo de sismogramas sintéticos utilizando dos ondículas teóricas: la ondícula de Ricker y la ondícula de Klauder. La idea es comparar ambos sismogramas para determinar cuál de las dos ondículas es la que ofrece mejor ajuste.

Para la obtención del sismograma utilizando la ondícula de Ricker se seleccionó una ondícula con frecuencia central de 18 Hz, fase cero y duración de 200 ms. Sus respectivos espectros de potencia y de fase se muestran en la figura 46. El correspondiente sismograma sintético acompañado de la curva de impedancia acústica, se muestra en a figura 47.

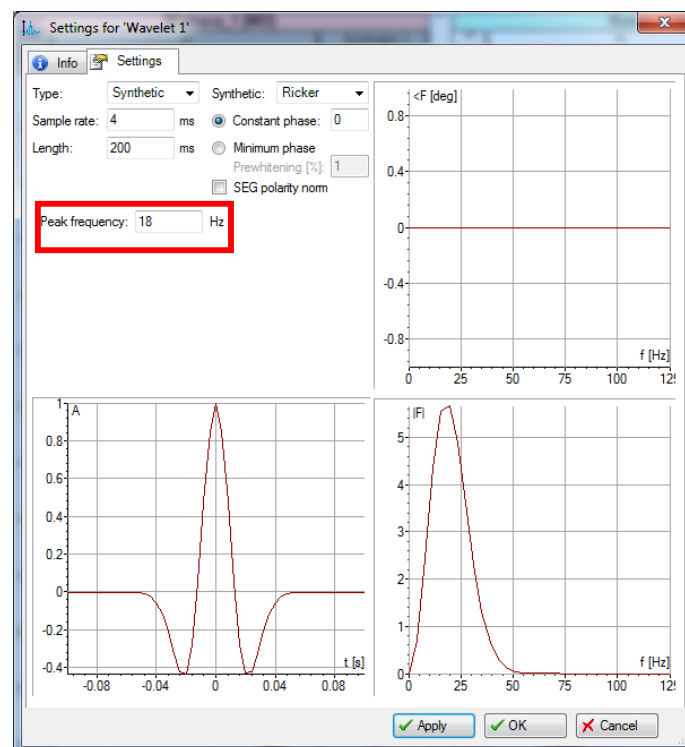


Figura 46. Ventana para generar sismograma sintético utilizando la ondícula de Ricker. La frecuencia utilizada fue de 18 Hz la cual se obtuvo del espectro de potencia de la zona intermedia.

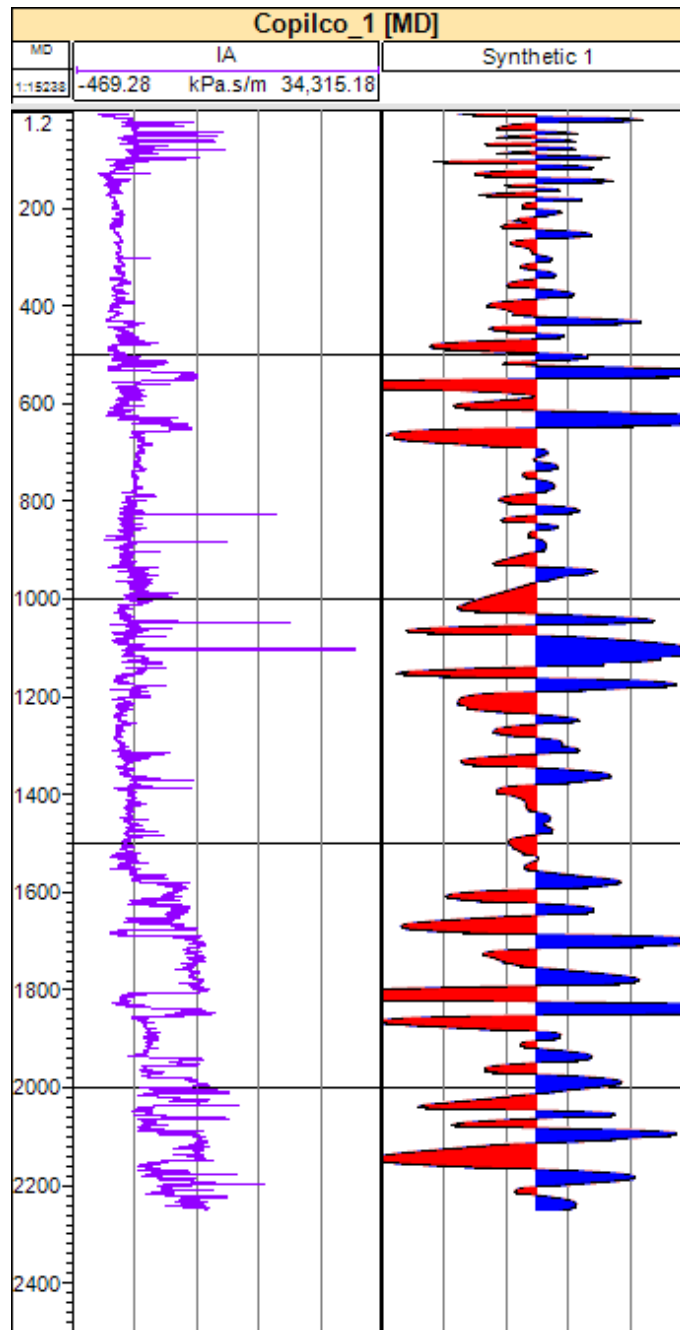


Figura 47. Sismograma sintético obtenido con la ondícula de Ricker.

La ondícula de Klauder empleada, se consideró en un rango de frecuencias de 14 a 56 Hz y un tiempo de barrido de 16 s. La ondícula y sus espectros de potencia y fase se muestran en la figura 48. El sismograma sintético resultante se muestra en la figura 49.

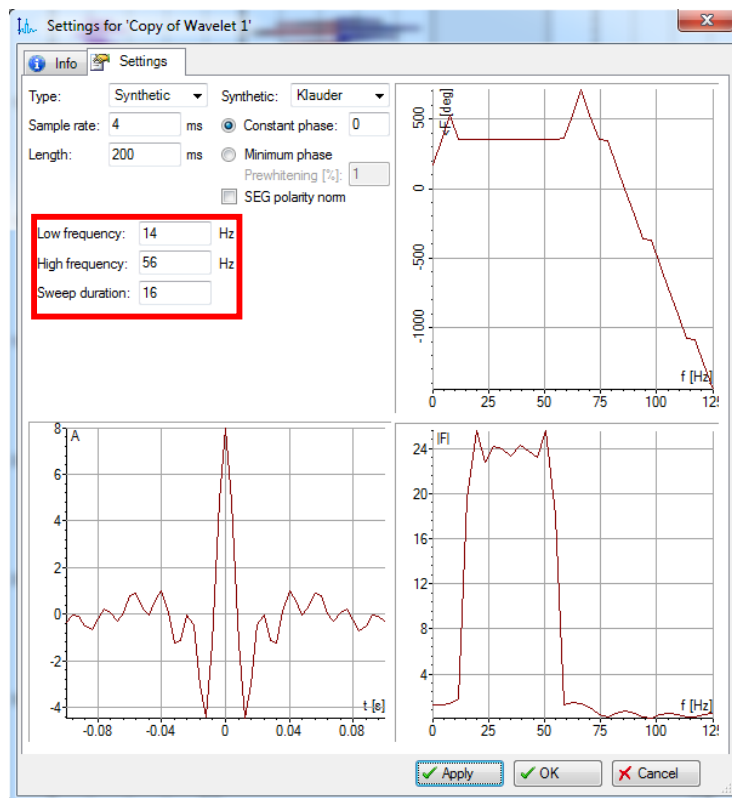


Figura 48. Parámetros utilizados para calcular el sismograma sintético utilizando la ondícula de Klauder.

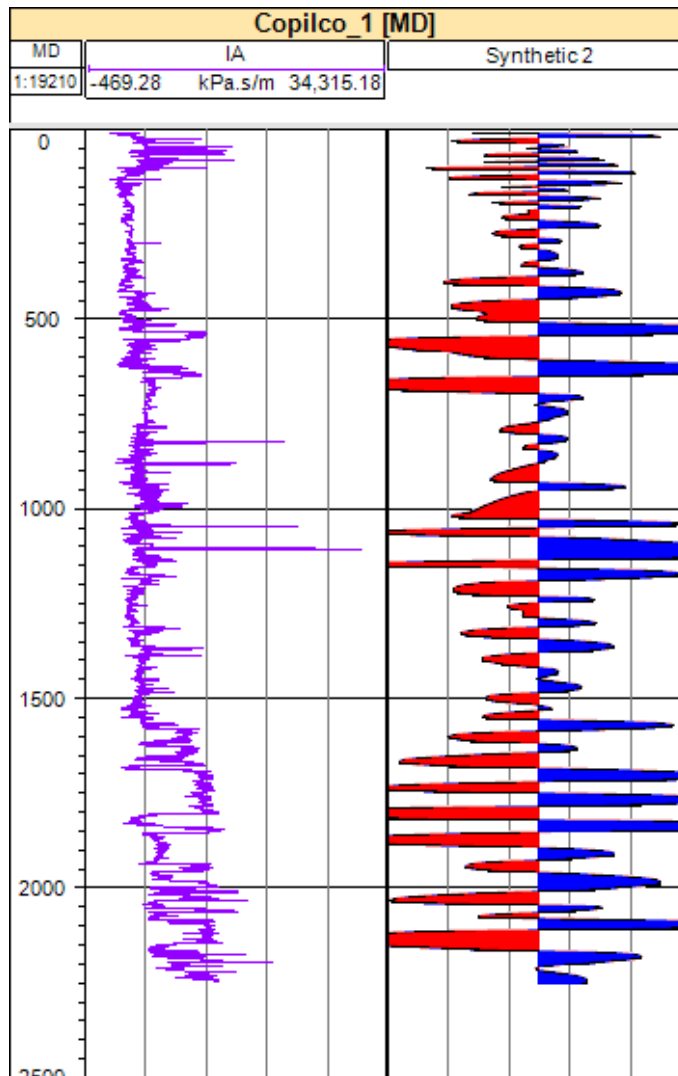


Figura 49. Sismograma sintético obtenido con la ondícula de Klauder.

Se observa que el sismograma sintético generado con la ondícula de Ricker es más suavizado que el que se obtuvo con la ondícula de Klauder, esto se debe a las características de los lóbulos laterales de cada ondícula (figura 50).

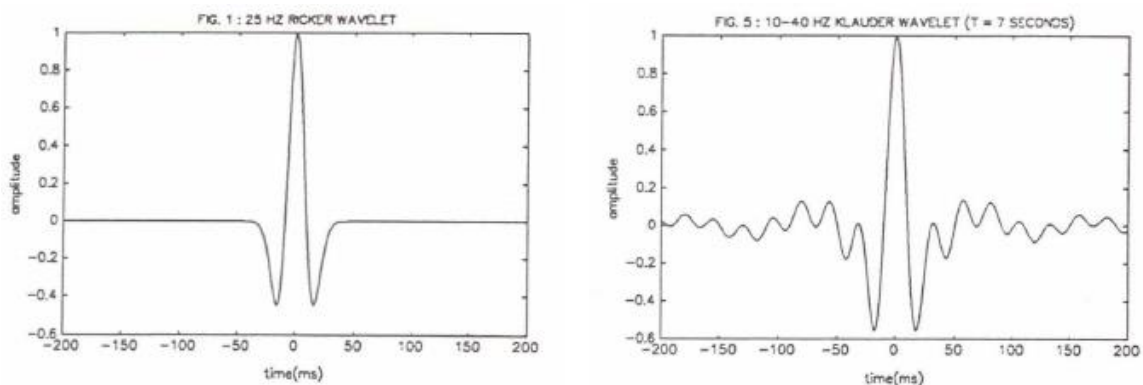
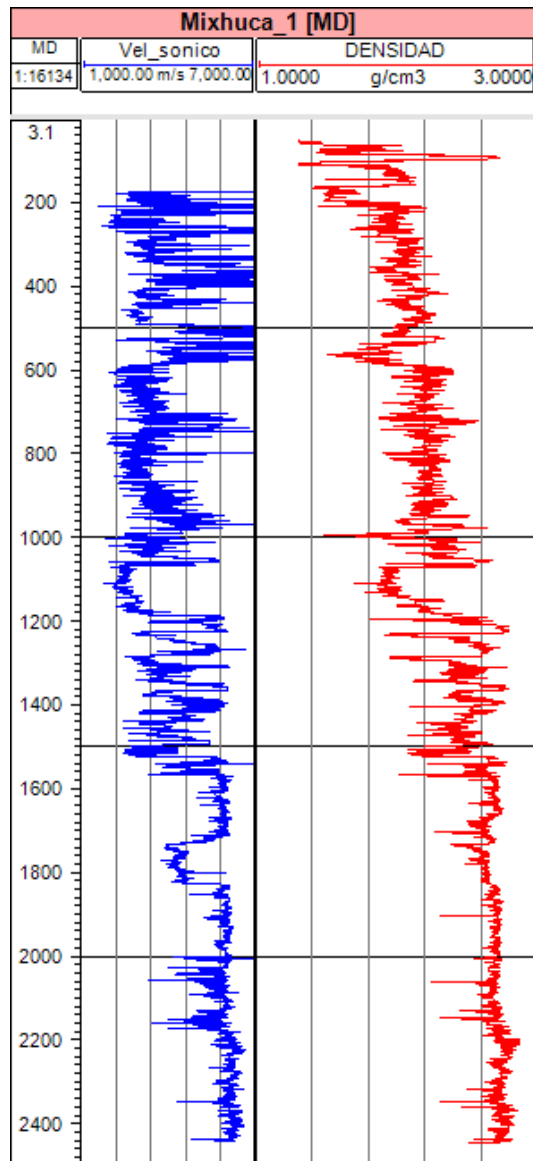


Figura 50. La figura del lado izquierdo muestra la forma de la ondícula de Ricker, del lado derecho la forma de la ondícula de Klauder. Harold (1994).

El mismo procedimiento se realizó el mismo procedimiento para los otros tres pozos, tanto para la reconstrucción de las curvas, como para la generación de los sismogramas sintéticos con ambas ondículas; sin embargo, para la reconstrucción de las curvas, cada uno tuvo sus peculiaridades dados los datos con los que se contó. A continuación una descripción sucinta del proceso en cada uno de ellos.

POZO MIXHUCA-1



Este pozo alcanzó una profundidad máxima de 2,452 m.

El registro de densidad (figura 51, curva roja) está completo para todo el pozo. Se observa que en el registro sónico falta una pequeña etapa en la zona más somera; sin embargo, como se mencionó anteriormente, los primeros 1000 m son datos muy ruidosos, por lo que se procedió a eliminarlos.

A partir de las relaciones empíricas se reconstruyó el registro sónico para los primeros 1000 m.

Figura 51. Registro sónico original en unidades de velocidad (azul) y registro de densidad original (rojo) pozo Mixhuca-1.

Se observa que para los primeros 1000 m el registro de densidad reconstruido a partir del registro sónico es muy ruidoso y no sigue la tendencia del registro de densidad original. En cambio, en el registro sónico calculado a partir de la densidad para los primeros 1000 m sigue la tendencia del PSV por lo que se considera confiable (figura 52).

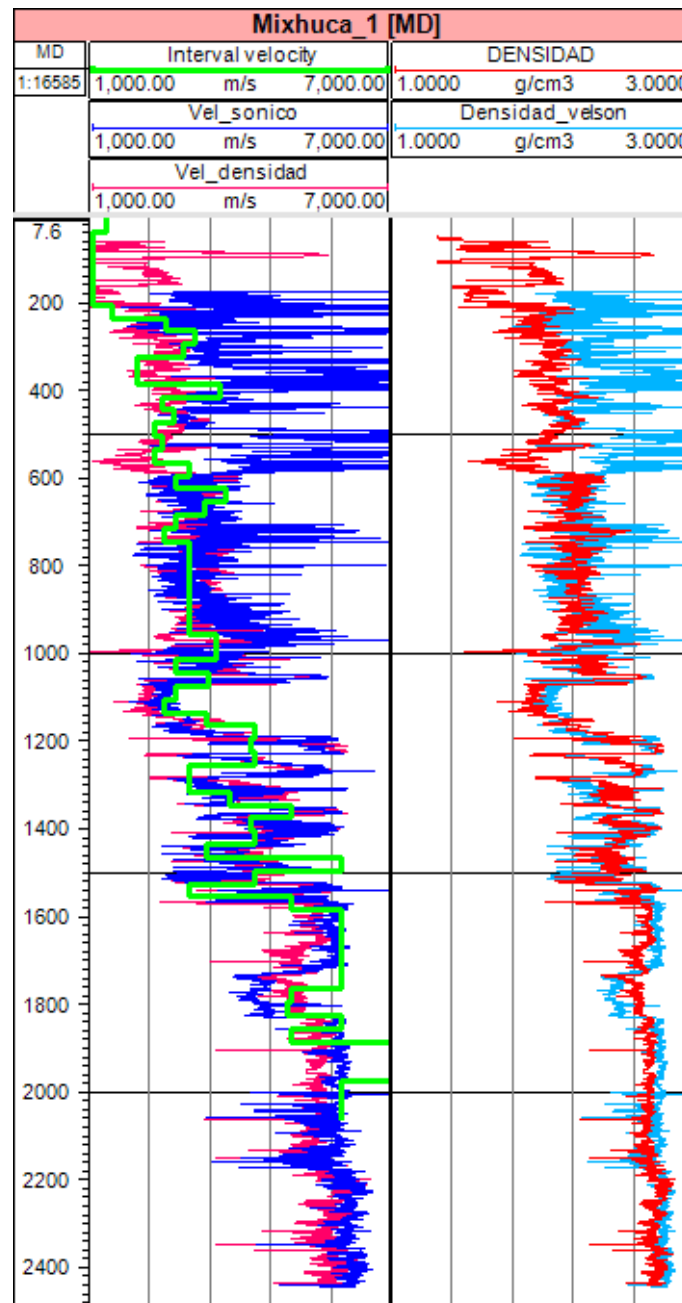


Figura 52. En el carril izquierdo, se muestra el registro sónico original (curva azul), el registro sónico calculado a partir de la densidad (rosa) y se comparan con el PSV (curva verde). En el carril derecho se muestra el registro de densidad original (curva roja) y el registro de densidad calculado a partir de la velocidad (azul claro).

Dado lo anterior, se obtuvo una curva compuesta para el registro sónico donde los primeros 1000 m corresponden al registro calculado a partir de las relaciones empíricas. El registro de densidad original se utilizó sin modificaciones (figura 53). Con ambos registros se procedió a calcular la impedancia acústica correspondiente mostrada en el carril derecho de la misma figura.

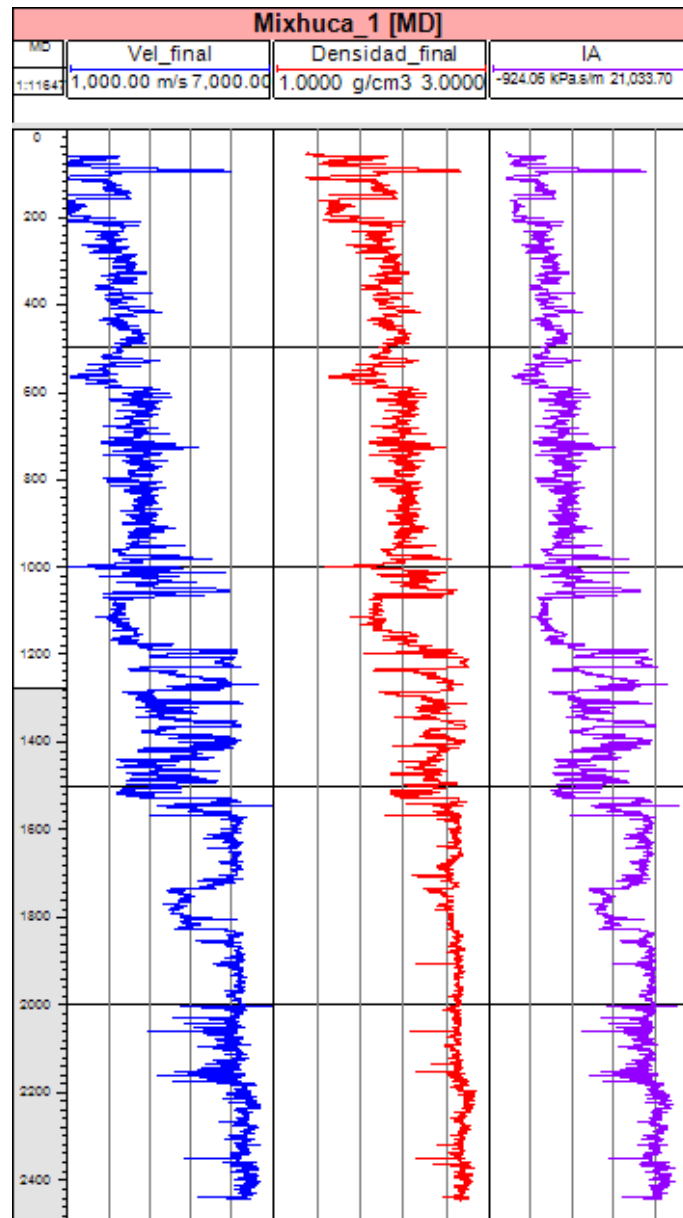


Figura 53. En el primer carril se muestra el registro sónico reconstruido en los primeros 1000 m y en el segundo el registro de densidad original. La impedancia acústica obtenida multiplicando los registros sónico y de densidad se muestra en el tercer carril.

POZO ROMA-1

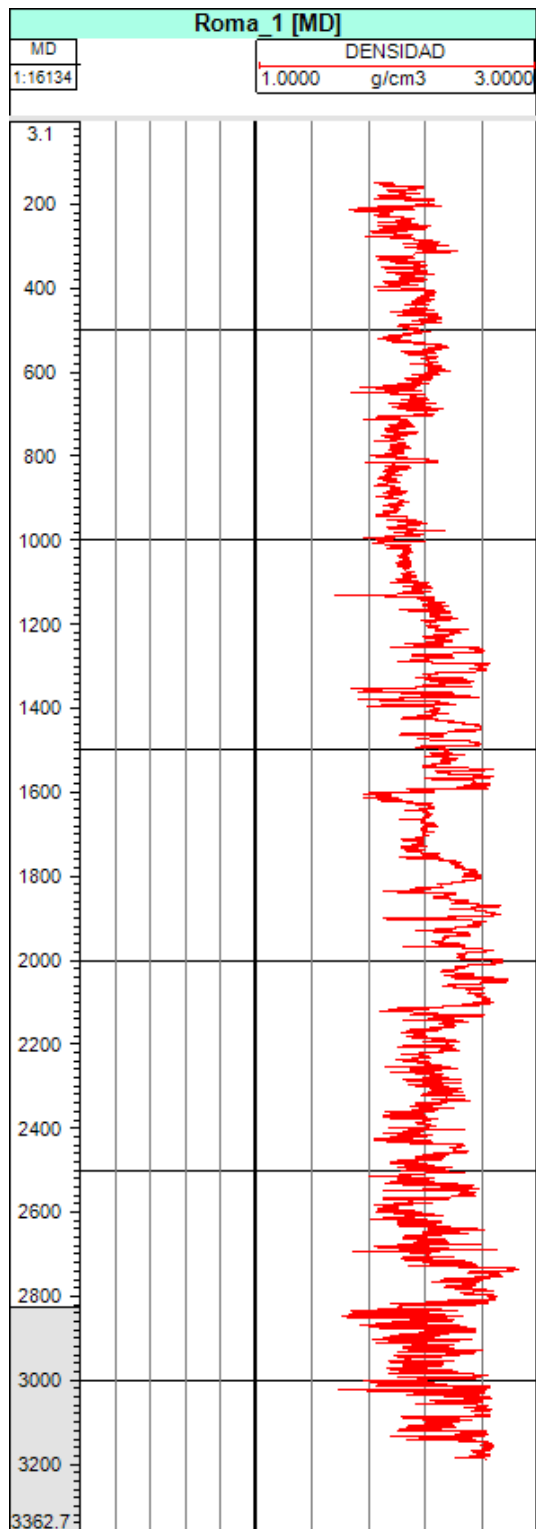


Figura 54. Registro de densidad original del pozo Roma-1.

Este pozo alcanzó una profundidad máxima de 3,200 m.

Los únicos datos disponibles para este pozo son los del registro de densidad (figura 54), por lo que fue necesario reconstruir el registro sísmico en su totalidad utilizando las relaciones empíricas.

El registro de velocidad calculado fue comparado con los PSV, en el que se observa que el registro calculado sigue la tendencia del PSV, por lo que se puede considerar confiable. El registro de densidad se utilizó sin modificaciones (figura 55).

Ya con ambos registros se procedió al cálculo de la impedancia acústica (figura 56).

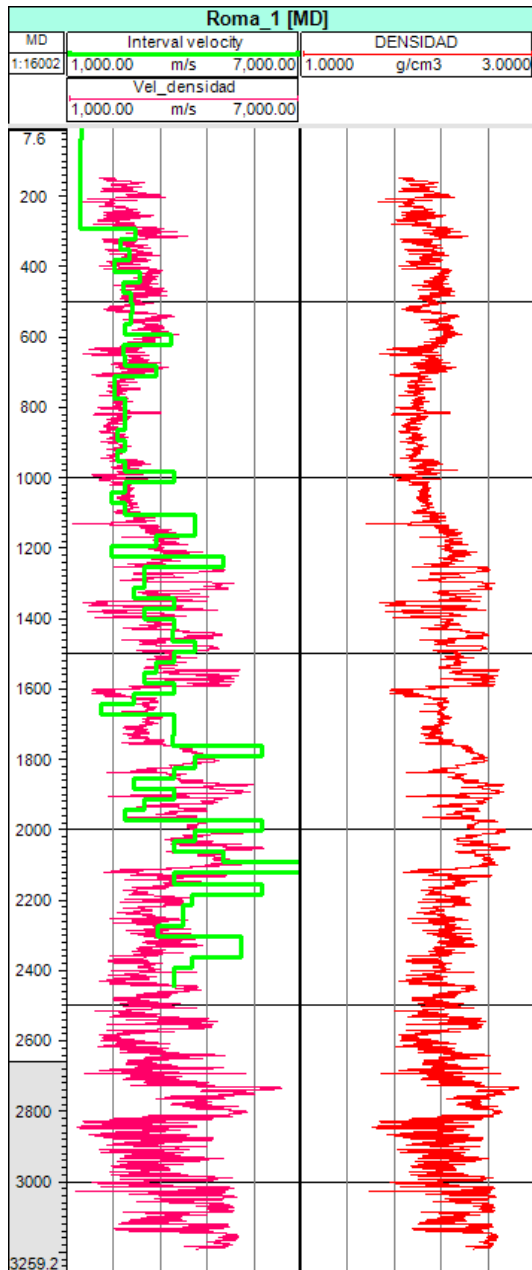


Figura 55. En el carril izquierdo, se muestra el registro sónico calculado a partir de la densidad (rosa) y se compara con el PSV (curva verde). En el carril derecho se muestra el registro de densidad original (curva roja).

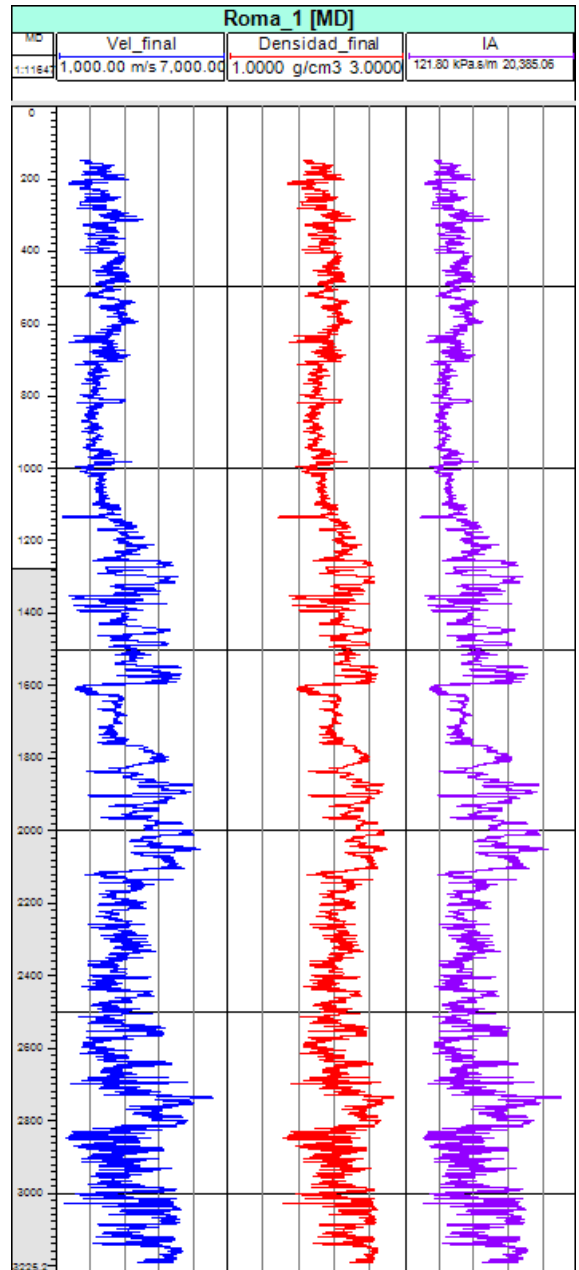


Figura 56. En el primer carril se muestra el registro sónico reconstruido para todo el pozo y en el segundo el registro de densidad original. La impedancia acústica obtenida multiplicando los registros sónico y de densidad se muestra en el tercer carril.

POZO TULYEHUALCO-1

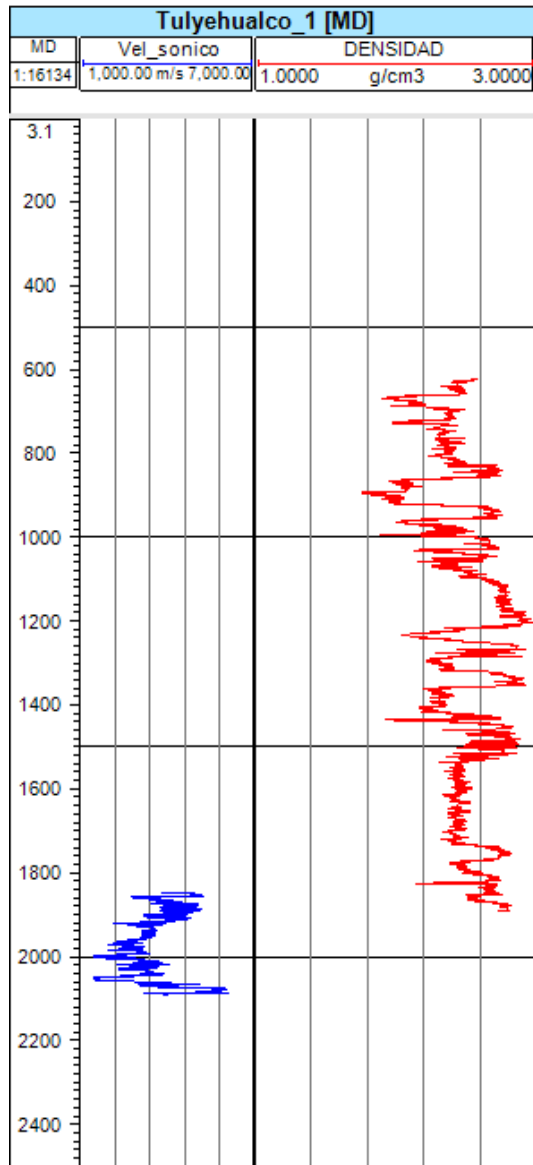


Figura 57. Registro sónico original en unidades de velocidad (azul) y registro de densidad original (rojo) pozo Tulyehualco-1.

Este pozo alcanzó una profundidad máxima de 3,000 m.

Para este pozo se cuenta sólo con registro sónico en la zona profunda, zona en la que no existe corrida para el registro de densidad (figura 57), por lo que se utilizaron las relaciones empíricas para generar curvas compuestas para ambos registros.

Se compararon los registros sónico original y el reconstruido con el PSV (figura 58). Sin embargo, no se puede realizar ninguna comparación debido a que el PSV se obtuvo en un intervalo en el que no se realizaron corridas de sónico, ni de densidad.

Con las curvas compuestas para ambos registros se procedió a calcular la impedancia acústica (figura 59).

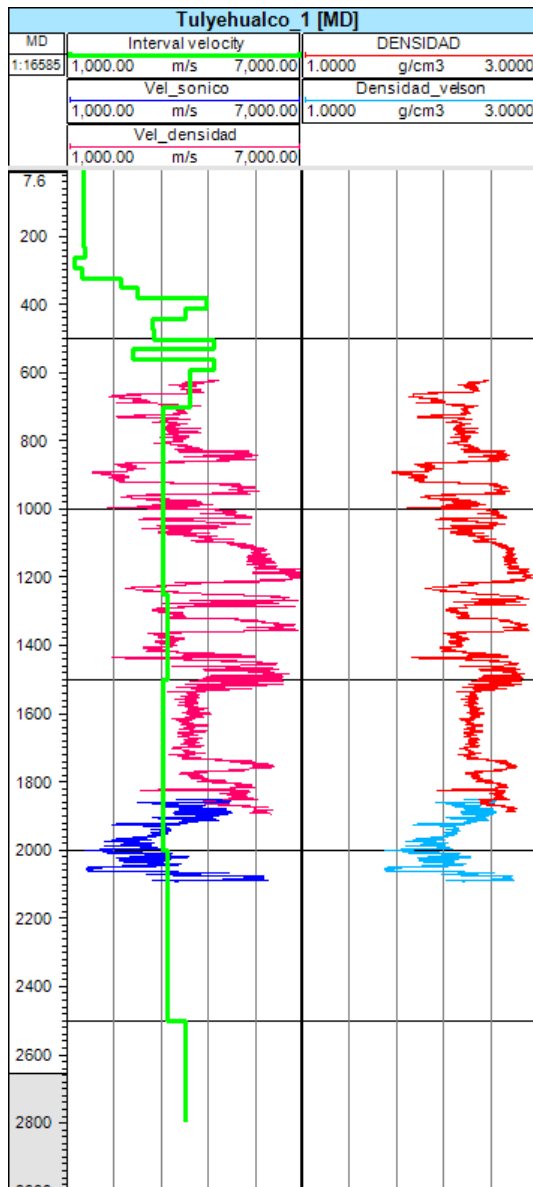


Figura 58. En el carril izquierdo, se muestra el registro sísmico original (curva azul), el registro sísmico calculado a partir de la densidad (rosa) y el PSV (curva verde), los tres en distintas etapas del pozo. En el carril derecho se muestra el registro de densidad original (curva roja) y el registro de densidad calculado a partir de la velocidad (azul claro).

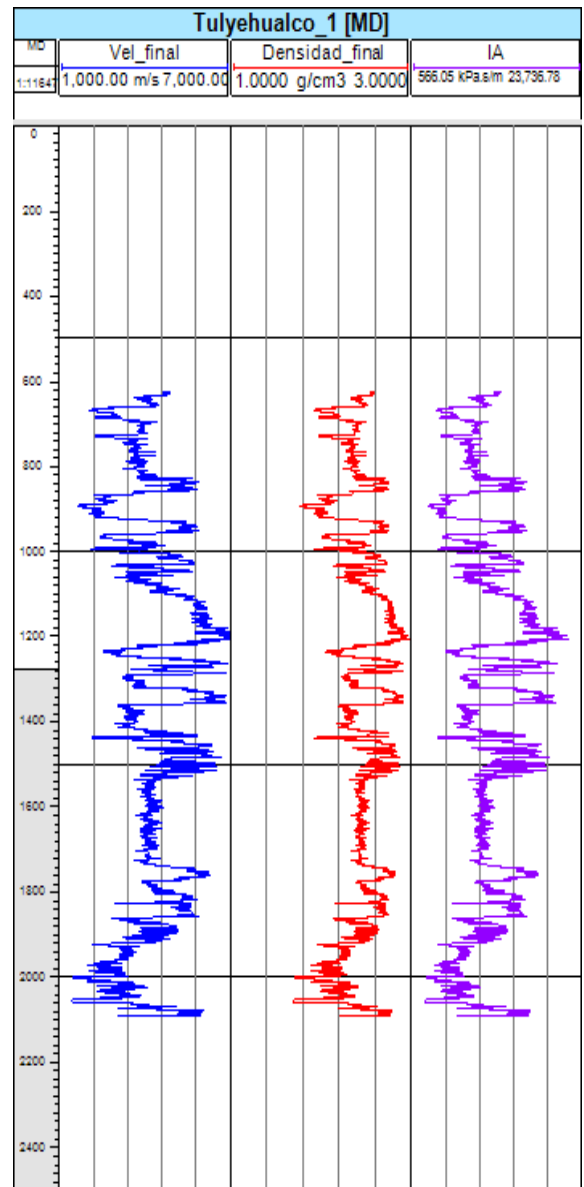


Figura 59. En el primer carril se muestra el registro sísmico y en el segundo el registro de densidad, ambos reconstruidos para distintos intervalos. La impedancia acústica obtenida multiplicando los registros sísmico y de densidad se muestra en el tercer carril.

Con la impedancia acústica de cada pozo se procedió al cálculo de los sismogramas sintéticos realizando el mismo procedimiento descrito para el pozo Copilco-1 (excepto para el pozo Tulyehualco-1 debido a la información más limitada). Se utilizaron las ondículas antes mencionadas para la generación de los sismogramas. Los sismogramas sintéticos de todos los pozos fueron desplegados a la misma escala vertical de la siguiente manera: en el primer carril la curva de impedancia acústica; en el segundo y tercer carriles, los sismogramas sintéticos

obtenidos con ondículas de Ricker y Klauder, respectivamente; y en el cuarto carril una representación generalizada de la litología atravesada por los pozos, tomada de Unda et al, 2015. La litología es muy variada e incluye rocas detríticas como son arcillas, arenas, arcillas y arenas tobaceas, conglomerados y brechas; así como rocas más rígidas: tobas, andesitas, basaltos y calizas marinas. Se colocó la columna litológica correspondiente a cada pozo para poder compararla con su respuesta sísmica (figura 60).

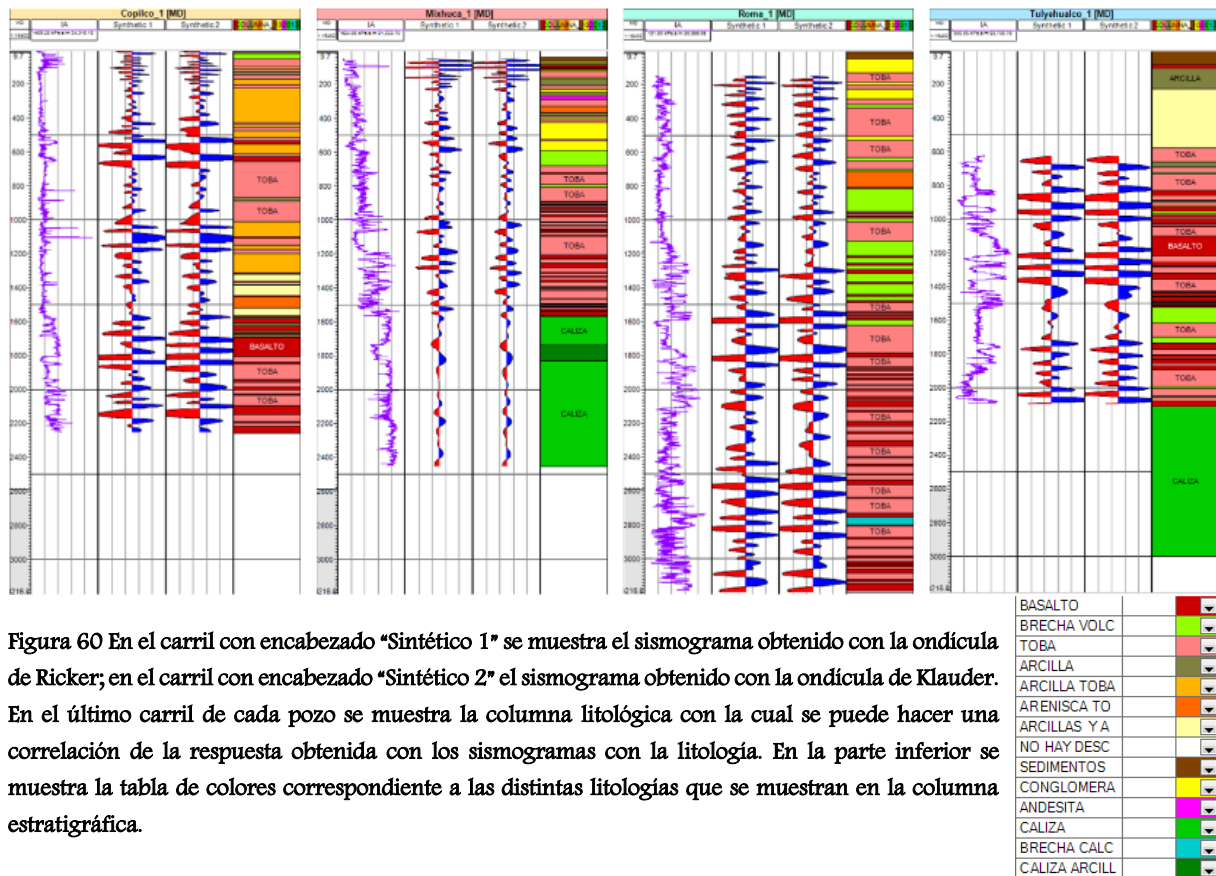


Figura 60 En el carril con encabezado "Sintético 1" se muestra el sismograma obtenido con la ondícula de Ricker; en el carril con encabezado "Sintético 2" el sismograma obtenido con la ondícula de Klauder. En el último carril de cada pozo se muestra la columna litológica con la cual se puede hacer una correlación de la respuesta obtenida con los sismogramas con la litología. En la parte inferior se muestra la tabla de colores correspondiente a las distintas litologías que se muestran en la columna estratigráfica.

OBSERVACIONES A LOS SISMOGRAMAS SINTÉTICOS

- 1) Los eventos de reflexión más importantes están relacionados con contrastes de impedancia acústica entre tobas y rocas detríticas, con rocas basálticas (o andesíticas).
- 2) El evento de reflexión asociado a la entrada a las calizas de Cretácico observado únicamente en el pozo Mihuca-1, no es tan fuerte como se esperaría, es más, es tenue. Esto debido al relativamente bajo contraste de impedancia acústica entre las calizas y las rocas basálticas que sobreyacen. No obstante, dentro de las calizas existe un bien marcado contraste de impedancia acústica que genera un evento de reflexión de baja frecuencia y muy bien definido, como se aprecia en el sismograma del pozo Mixhuca-1.

- 3) Los contrastes de impedancia acústica entre rocas detríticas de origen distinto son suficientemente grandes como para generar eventos de reflexión significativos. Esto es claro en los pozos Roma-1 y Mixhuca-1.
- 4) Con el tipo de ondículas usadas no es posible detectar cuerpos de espesor menor a 30 m.
- 5) La superposición de ondículas asociados a contraste de impedancia acústica, en muchos casos, impide diferenciar sísmicamente la respuesta de cuerpos contiguos

4.3. CORRELACIÓN DEL SISMOGRAMA SINTÉTICO CON LA SÍSMICA ORIGINAL.

Para poder comparar la respuesta sísmica real con las curvas de velocidad de intervalo y los sismogramas sintéticos en un contexto regional, se construyó una sección arbitraria que pasa por los cuatro pozos. En la figura 61a se muestra la sección sísmica con las columnas litológicas para cada pozo y las curvas de velocidad de intervalo correspondientes. Se puede observar que los cambios en la velocidad de intervalo corresponden con algunos cambios de litología. La ubicación de la sección con respecto a la malla sísmica completa se muestra en la figura 61b.

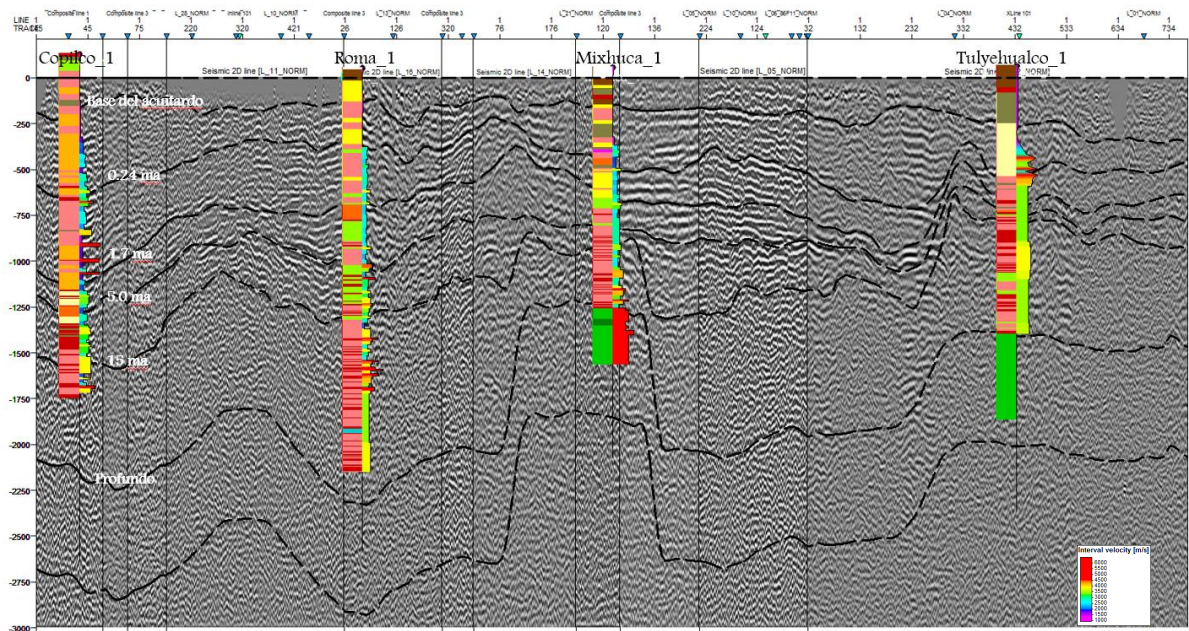


Figura 61a. Del lado izquierdo en cada pozo se muestra la columna estratigráfica, del lado derecho la curva de velocidad de intervalo calibrada. Se observa una relación entre ambos.



Figura 61b. Ubicación de la sección respecto a la malla sísmica.

También se muestran, en trazo discontinuo, siete horizontes que fueron interpretados en toda la malla de líneas sísmicas (Dominguez *et al*, 2012) denominados:

- Base del acuitardo
- 0.24 ma
- 1.7 ma
- 5.0 ma
- 15 ma
- Profundo

La denominación “0.24 ma” indica la edad en millones de años de la superficie estratigráfica que representa. El horizonte “Profundo” corresponde a la cima de las calizas del Cretácico.

Se sobrepusieron los simogramas sintéticos generados con ambas ondículas sobre la sísmica de superficie para observar su ajuste. En la figura 62 se muestra el resultado para la ondícula de Ricker y en la figura 63 para la ondícula de Klauder.

Sismogramas generados con la ondícula de Ricker

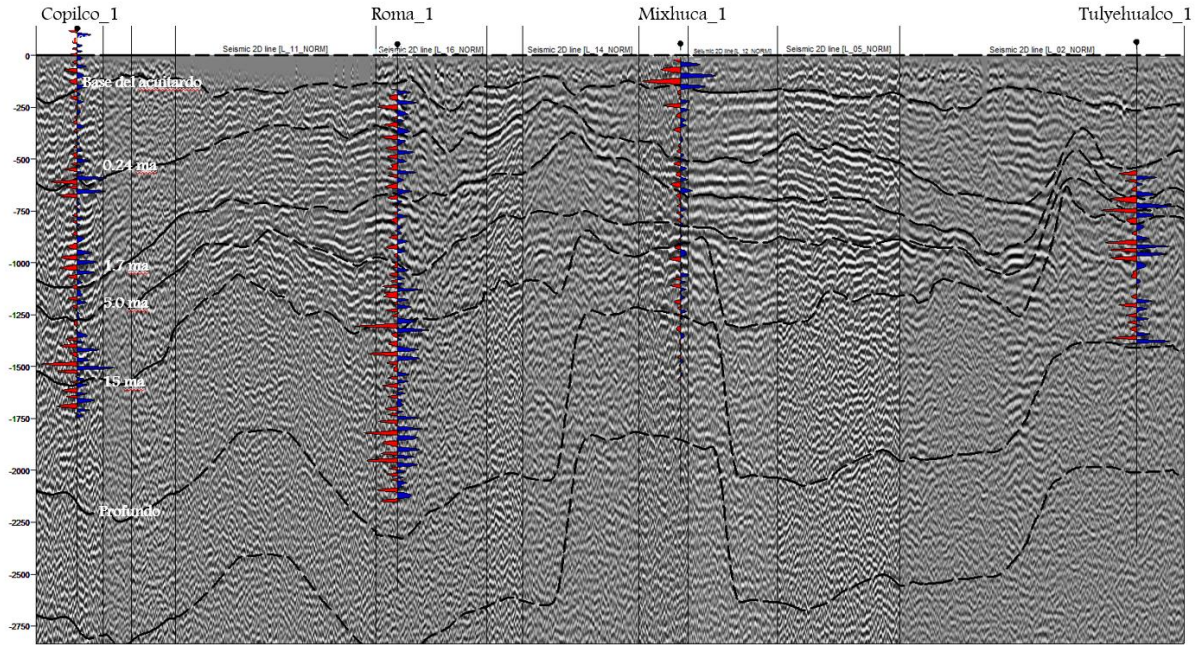


Figura 62. Sismogramas sintéticos generados con la ondícula de Ricker para los cuatro pozos sobrepuestos en la sísmica de superficie.

Sismogramas generados con la ondícula de Klauder

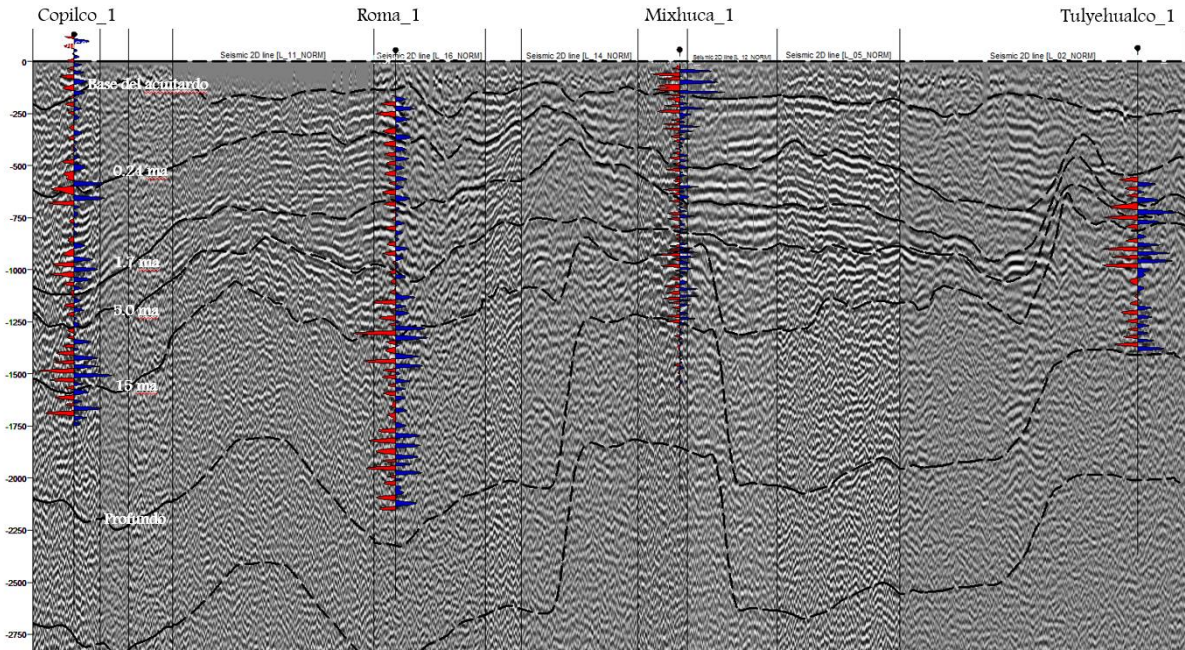


Figura 63. Sismogramas sintéticos generados con la ondícula de Klauder para los cuatro pozos sobrepuestos en la sísmica de superficie.

En la sísmica de superficie, los pulsos negros corresponden a una polaridad negativa de la señal y los gris claro a una polaridad positiva; en los simogramas sintéticos el color rojo corresponde a pulsos con polaridad negativa y el azul a pulsos con polaridad positiva. Se observa un buen ajuste con la sísmica de superficie para ambos sismogramas.

4.4. GENERACIÓN DEL MODELO DE VELOCIDADES.

La generación del modelo de velocidad requirió de extrapolación e interpolación de las velocidades obtenidas en los pozos sobre la totalidad de la malla sísmica. Para este modelo se delimitó un área en la que aparecieran los cuatro pozos y las líneas sísmicas, con ella se generó un modelo tridimensional de capas utilizando los horizontes antes mencionados (figura 64).

El siguiente paso fue dividir cada una de las capas en minicapas proporcionales (figura 65). Las primeras seis capas se dividieron en 8 minicapas y las últimas dos en 12.

Finalmente, tomando como guía las minicapas, se hizo la interpolación de velocidades de intervalo en todo el modelo tridimensional. La interpolación se realizó utilizando un algoritmo de medias móviles. El modelo resultante se muestra a lo largo de la sección sísmica compuesta en la figura 66. En él se han sobrepuesto las columnas litológicas para poder correlacionarlas con las velocidades.

Los valores más altos de velocidad están representados en rojo y los más bajos en rosas. Aunque en algunas partes de la sección se puede observar una relativa continuidad de las franjas de velocidad, en general se aprecia, más bien, variación lateral y heterogeneidad significativa. Tal es el caso, por ejemplo, de los cuerpos de alta velocidad observados en el pozo Roma-1 por debajo del horizonte 15 ma, asociados a tobas y basaltos que se pierden lateralmente hacia los pozos Copilco-1 y Mixhuca-1. Por otro lado, debe observarse, que las franjas de velocidad constante no necesariamente conectan litologías del mismo tipo, es decir, que existen variaciones de velocidad asociadas a un mismo tipo de litología.

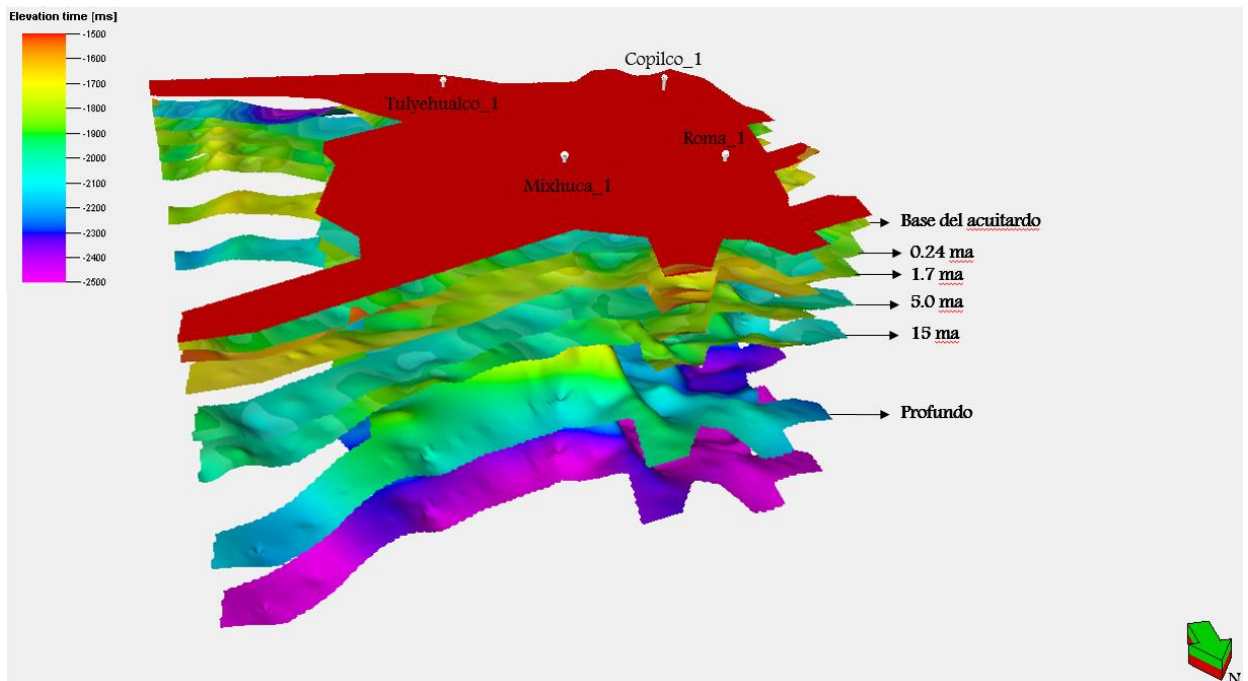


Figura 64. Modelo de capas para el área generada para realizar el modelo de velocidades. Se muestran los cuatro pozos y los horizontes (edad geológica en millones de años).

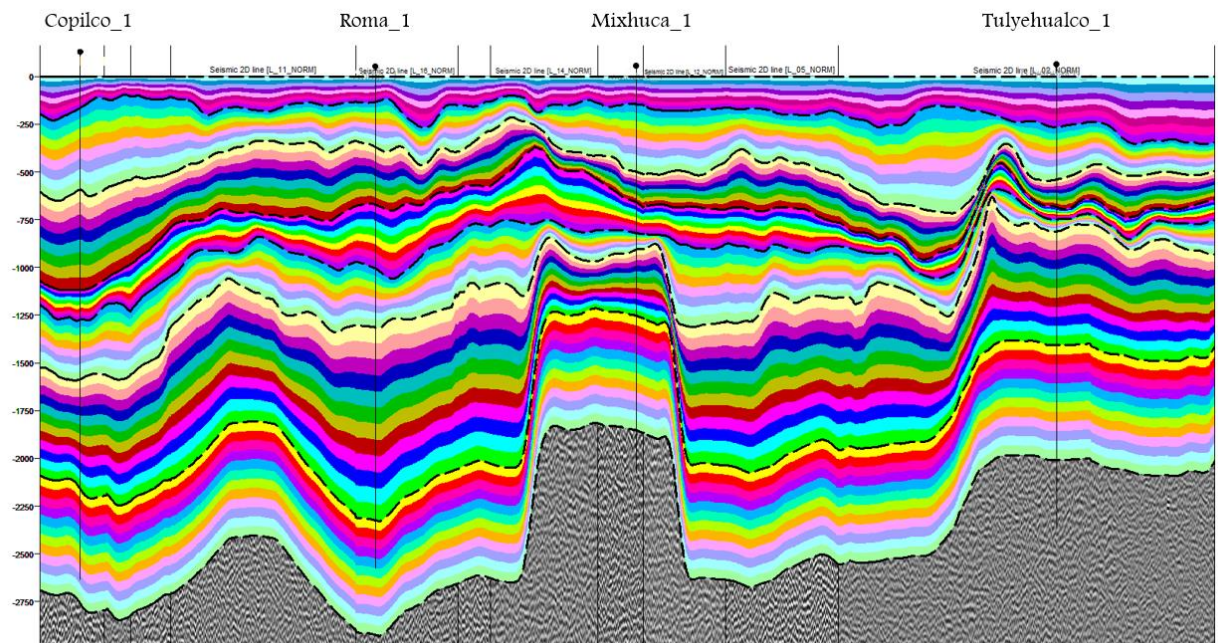


Figura 65. División en minicapas de cada zona antes de la interpolación.

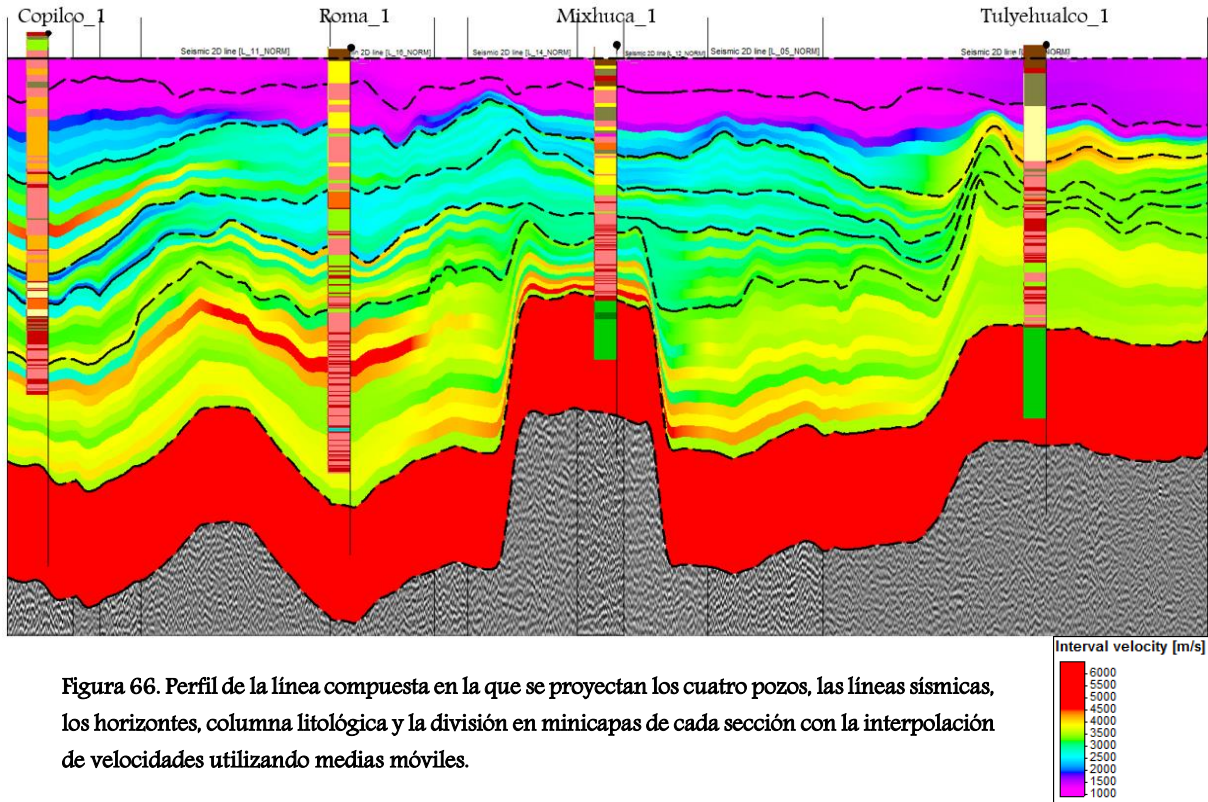


Figura 66. Perfil de la línea compuesta en la que se proyectan los cuatro pozos, las líneas sísmicas, los horizontes, columna litológica y la división en minicapas de cada sección con la interpolación de velocidades utilizando medias móviles.

Para la interpolación, se utilizó el método de medias móviles por ser el más sencillo y por la limitada información con la que se contó. Este método consiste en estimar un valor Z^* según una función inversa de la distancia; para este caso en particular se utilizó el inverso del cuadrado de la distancia. Esta estimación se repite para cada punto en una cuadrícula regular utilizando un vecindario circular o elíptico de radio conocido (Arce, 2001). Formalmente.

$$Z^*(x_j) = \frac{(\sum_{i=1}^n Z(x_i) \cdot d_{ij}^{-\alpha})}{(\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-\alpha})}$$

donde:

Z^* : es el valor estimado.

x_j : son los puntos para los cuales se hace la interpolación.

x_i : son los puntos muestrales en el vecindario

Z : es el valor de altitud en un punto muestral dentro del vecindario

d_{ij} : es la distancia entre el punto muestral x_i y el punto interpolado x_j

$-\alpha$: es el factor de ponderación de la distancia (siempre negativo)

Como regla general, la autocorrelación disminuye con el incremento de la distancia. Los pesos relativos de un punto muestral x_i en la estimación de cada valor Z^* de los diversos puntos x_j en la malla dependen de su distancia con relación al nodo (x_j) considerado, del número de vecinos en la región de búsqueda, así como de la distancia total entre todos los puntos muestreados del vecindario y del nodo considerado. Sin embargo, cuando se trata de crear una malla demasiado densa (una malla con un número de nodos superior a diez veces el número total de puntos muestreados) sucede a veces que los punto utilizados en estimar el valor de Z^* son los mismos para dos o más nodos de la malla. En este caso, el valor de Z^* cambiará en función de variaciones en los pesos relativos de los diversos puntos considerados y no en función de los valores Z medidos (Arce, 2001).

Por último, se realizó la conversión de la sísmica a profundidad para verificar su ajuste en otro dominio (figura 67), sobreponiendo las columnas litológicas y la curva de velocidades de intervalo. Esta transformación puede aplicarse a todas las secciones sísmicas de reflexión del Valle de México y usarse directamente para la interpretación de horizontes en el dominio de la profundidad; o bien, los horizontes que hubieran sido interpretados en el dominio del tiempo pueden ser convertidos a profundidad mediante la aplicación del campo de velocidades generado en este trabajo.

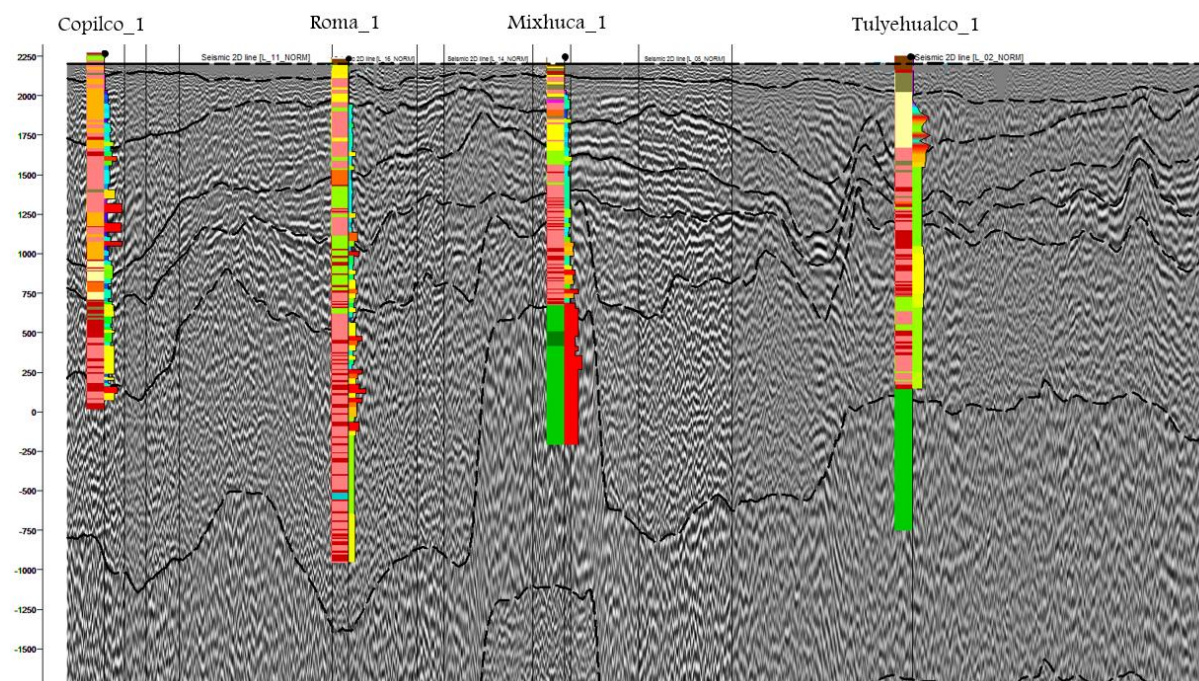


Figura 67. Conversión de sísmica a profundidad. Se observan los horizontes de las capas y se superpusieron las columnas estratigráficas y las curvas $T-Z$ de cada pozo.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

Después de casi tres décadas, la información geológica y geofísica del subsuelo profundo del Valle de México obtenida por Pemex, sigue siendo de gran valía para realizar estudios que mejoren su entendimiento.

No obstante que la información de registros es incompleta, ya sea porque en su momento, debido a limitaciones operativas, no se adquirieron de manera continua en todos los pozos o bien porque a lo largo de tantos años se haya extraviado, se considera más que suficiente para realizar este estudio dentro de un margen de confiabilidad e incertidumbre aceptables.

Se utilizaron los valores de velocidad, derivada del registro sísmico, y de densidad, derivada del registro de densidad compensada, de los pozos Copilco-1 y Mixhuca-1 debido a que en ellos existe la mayor cantidad de información. Con esta información se generaron gráficas cruzadas y líneas de tendencia, las cuales corresponden a ecuaciones muy similares a la ecuación de Gardner, y que se emplearon para la reconstrucción de las curvas necesarias, de velocidad o de densidad, no existentes en los datos.

El haber utilizado los datos de ambos pozos para un solo *crossplot* generó una mejor correlación. En la reconstrucción de las curvas de los registros utilizando las relaciones empíricas se obtuvieron buenos resultados, esto se observó al comparar las curvas de velocidad con los PSV en cada pozo.

Se extrajeron las ondículas en tres zonas (somera, intermedia y profunda) para los pozos Copilco-1, Mixhuca-1 y Roma-1. En Tulyehualco-1 no fue posible debido a la poca información que se tiene; y se obtuvieron sus espectros de potencia. Las frecuencias más altas de todos los pozos se encuentran en un rango de 18 – 22 Hz aproximadamente. Sin embargo, las velocidades en los distintos intervalos son diferentes. Con estos datos se calculó una aproximación de la resolución sísmica la cual se muestra en la Tabla 4.

Para el pozo Copilco-1, la mejor resolución se obtiene utilizando la información de la zona somera, sin embargo es subjetivo dado que la velocidad para cada intervalo y su frecuencia son aproximaciones. Así también, como se mencionó anteriormente al utilizar la información de la zona profunda altera el sismograma para la zona somera debido a la diferencia de frecuencias.

Para el caso de los pozos Mixhuca-1 y Roma-1, el criterio es similar; no se utilizó la información de la zona con mejor resolución debido al que el mejor ajuste con la sísmica de reflexión se obtuvo de la zona intermedia, dada la zona seleccionada la resolución para ambos pozos es de 40 m aproximadamente, la misma resolución que se obtuvo para el pozo Tulyehualco-1.

Tabla 4. Resolución sísmica para las distintas etapas analizadas de los cuatro pozos.

Pozo	Zona	Velocidad [m/s]	Frecuencia [Hz]	Longitud de onda [m]	Resolución [m]
Copilco-1	Somera	2500	20	125	31
	Intermedia	4000	18	222	55
	Profunda	3800	22	172	43
Mixhuca-1	Somera	2900	21	138	34
	Intermedia	3000	18	166	41
	Profunda	5700	20	285	71
Roma-1	Somera	2200	20	110	27
	Intermedia	3800	22	172	43
	Profunda	5400	19	284	71
Tulyehualco-1	Intermedia	3700	23	160	40

Conociendo la resolución aproximada en cada uno de los pozos se concluye que hay intervalos en los que la respuesta del sismograma no alcanza a mostrar la presencia de estratos muy delgados. En otros casos, se infiere su presencia pero no se diferencian la cima y la base de todos debido al límite de separabilidad y a la interfrecuencia de la señal; algunos de ellos si pueden verse y caracterizarse adecuadamente.

Con los registros de velocidad y densidad completos en cada pozo, se calculó la impedancia acústica y con esto, los coeficientes de reflexión. Se realizó una calibración a la curva de velocidad de intervalo (o curva $T-Z$) y se seleccionó la zona intermedia debido a que hay una mejor similitud entre la traza sintética y las reales a lo largo de todo el tiempo de análisis. Los sismogramas sintéticos se generaron utilizando las ondículas de Ricker y de Klauder con frecuencias centrales similares a las de los espectros de potencia de los datos reales.

El sismograma sintético resultante representa un modelo de la respuesta sísmica de reflexión en una dimensión obtenida en la superficie del terreno, sobre la localidad de cada pozo.

Los sismogramas generados con la ondícula de Ricker presentan menos ruido de alta frecuencia que los generados con la ondícula de Klauder. Ambos presentan un buen ajuste con la sísmica de reflexión y con la columna litológica.

Al correlacionarse la columna litológica de los pozos con sus respectivos sismogramas sintéticos, se pudo observar lo siguiente:

- 1) Los eventos de reflexión más importantes están relacionados con contraste de impedancia acústica entre tobas (o rocas detríticas) y rocas basálticas o andesíticas.
- 2) El evento de reflexión asociado a la entrada a las calizas del Cretácico, se observa únicamente en el pozo Mixhuca-1 y no es tan fuerte como se esperaría. Esto debido a relativamente bajo contraste de impedancia acústica entre las calizas y las rocas basálticas que sobreyacen. Sin embargo, dentro de las calizas se observa un bien marcado contraste de impedancia acústica que genera un evento de reflexión de baja frecuencia y bien definido.
- 3) Los contrastes de impedancia acústica entre rocas detríticas de distinto origen son suficientemente grandes como para generar eventos de reflexión significativos. Esto es claro en los pozos Roma-1 y Mihuca-1.
- 4) Con las ondículas utilizadas no es posible detectar cuerpos de espesor menor a 30 m.
- 5) La superposición de ondículas asociadas al contraste de impedancia acústica, en muchos casos, impide diferenciar sísmicamente la respuesta de cuerpos contiguos.

Los eventos de reflexión generados en los sismogramas sintéticos, tienen buena correspondencia con eventos de reflexión, en las secciones sísmicas de referencia, observados entre 0 y 1.5 segundos, tanto en tiempo de reflejo como en polaridad. No obstante, se observan eventos de reflexión en las secciones sísmicas que no se observan en los sismogramas sintéticos; esto puede deberse al ruido sísmico incorporado durante la adquisición o al procesamiento de los datos sísmicos de superficie.

Para la generación del modelo de velocidades se utilizaron los valores de velocidad observados en cada pozo mediante los registros sísmicos y calibrados con los PSV. Las velocidades de los pozos fueron propagadas geoestadísticamente a lo largo de un modelo de minicapas basado en

horizontes sísmicos previamente interpretados. Como resultado en el modelo, se observa variación lateral y heterogeneidad significativa; lo que representa por un lado que los cuerpos de mayor velocidad en un pozo se pierden lateralmente en otro; y por otro lado, las variaciones de velocidad en rocas de la misma litología.

El modelo es utilizado para convertir los registros de pozos de profundidad a tiempo, y las secciones sísmicas y los horizontes sísmicos registrados e interpretados en tiempo a profundidad.

La conversión de la sísmica a profundidad se realizó para verificar su ajuste en otro dominio. Este análisis representa una gran ventaja para la planeación de nuevos estudios de subsuelo (sísmica de reflexión, perforación de nuevos pozos), además de ser de utilidad en la construcción de modelos del subsuelo y su respuesta ante movimientos fuertes asociados a sismos naturales.

El modelo de velocidades cerca del pozo Tulyehualco-1 es menos confiable dada la poca información que se tiene del mismo.

5.2. RECOMENDACIONES

La información con la que se trabajó es la única disponible hasta la fecha, por lo que los resultados obtenidos pueden mejorarse cuando se realicen más estudios del subsuelo y se integren a estos trabajos previos.

Realizar nuevos pozos de exploración con registros de pozos completos para toda la columna sería ideal para aumentar la población de datos y obtener un mejor modelo de velocidades.

Para mejorar el análisis de los *crossplot* y obtener una mejor correlación es preciso realizar un análisis geoestadístico más a fondo y más detallado.

Es recomendable que al realizar la calibración de la curva de velocidad de intervalo no se realicen muchas modificaciones y que las que se realicen sean consistentes con las variaciones esperadas, de acuerdo con la litología existente, para no alterar de manera significativa la información original.

Al generar los sismogramas sintéticos con la ondícula de Klauder se utilizaron los parámetros de entrada del levantamiento sísmico de superficie, es por ello que en los espectros obtenidos en cada intervalo se observa un rápido decremento al compararse con el espectro de potencia obtenido del sismograma. Para mejorar el resultado del sismograma es recomendable utilizar como parámetros el rango en los que la frecuencia decae obtenido del análisis de cada intervalo.

El modelo de la sísmica a profundidad se realizó como ejercicio ya que la poca población de datos sugiere un modelo pobre. Para poder realizar una conversión fiable lo ideal sería contar con un número mayor de pozos ubicados estratégicamente para poder correlacionarlos con la sísmica de superficie.

REFERENCIAS

- Bateman R. M., 1985. Open-hole Log Analysis and Formation Evaluation. International Human Resources Development Corporation, Boston.
- Brown A., 2004. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data. American Association of Petroleum Geologists and the Society of Exploration Geophysicists.
- Canales García I., Pérez Cruz G.A., Domínguez Trejo I., Reyes Olvera V. y Arellano Gil J., 2013. Interpretación estructural del subsuelo de la Cuenca de México utilizando líneas sísmicas. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2013, Puerto Vallarta, México.
- Flores Estrella H., Cárdenas Soto M. y Lomnitz C., 2009. Respuesta sísmica en el lago de Texcoco. Resultados a partir de registros de movimientos fuertes. Revista de Ingeniería Sísmica No. 81, p. 37 – 51.
- Gadallah M., Fisher R., 2009. Exploration Geophysics. Springer – Verlag Berlin Heidelberg.
- Gardner G. H. F., Gardner L. W. y Gregory A. R., 1974. Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, Vol. 39 No. 6.
- Gómez, A., Tuena Orozco, M. T. y Ferrari Esquivel, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3, p. 277 – 283.
- Harold R. Ricker, Ormsby, Klauder, Butterworth, September, 1994. – A Choice of Wavelets. CSEG Recorder.
- Pérez Cruz G., 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de Maestría, UNAM.
- Reyes Pimentel A., Aquino Guerra M.N., Gutiérrez Navarro R.V. y Valdez Reséndiz N., 2013. Análisis de sismogramas sintéticos en pozos profundos de la cuenca del valle de México para la calibración de la relación tiempo–profundad con líneas de reflexión sísmica. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2013, Puerto Vallarta, México
- Ricco Macedo G. A., 2012. Principios de medición de los registros geofísicos de pozos. Tesis de Licenciatura Facultad de Ingeniería UNAM.

Sheriff R. E. y Geldart L. P., 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press. Second edition.

Unda Lopez J.A., Pérez Cruz G.A. y Domínguez Trejo I., 2013. Construcción y correlación de columnas geológicas de los pozos profundos del Valle de México. Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2013, Puerto Vallarta, México

Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional* Vol. 28, No. 2.

Veeken P. C. H., 2007. *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization*. Elsevier, Volume 37, First Edition.

Yilmaz O., 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. Society of Exploration Geophysics. Volume I, II. Society of Exploration Geophysicists, 1987.