



BENEMÉRITA UNIVERSIDAD

AUTÓNOMA DE PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA
COLEGIO DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

APLICACIÓN DEL MÉTODO DE PROSPECCIÓN SÍSMICA
POR REFRACCIÓN EN UN ÁREA PARCIAL DE CIUDAD
UNIVERSITARIA

TESINA

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERA GEOFÍSICA

PRESENTA:

LEESLY MARIEL CARMONA ASCENCIÓN

ASESOR:

ING. VÍCTOR MANUEL RAMÓN MÁRQUEZ

Puebla, Pue.

Septiembre 2014

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a las personas que me acompañaron en todo este camino de aprendizaje, a mis padres que simplemente con el hecho de apoyarme en cualquier decisión tomada me dieron la fuerza para seguir creciendo, Alfonso Carmona y Rufina Ascención gracias por sus palabras de aliento y comprensión, a mi hermano que casi involuntariamente le contagie el amor a las ciencias de la tierra y que obligado me ayudo en todos mis prácticas y así se enamoró un poco más de la geofísica.

A mi universidad por acogerme tanto tiempo y darme las mejores experiencias de mi vida.

A mis maestros que siempre estuvieron dispuestos a resolver mis dudas y apoyarme en el difícil pero no imposible camino del conocimiento.

A mis compañeros como Eliana, Alfredo, Lulú, Michel y muchos más que siempre me ayudaron con el equipo y apoyo incondicional durante las fechas de campo.

Doy gracias a todos los que estuvieron involucrados poco o mucho en mi vida tendiéndome la mano o con palabras de aliento.

Por ultimo gracias a mi determinación y esfuerzo que me llevo a este momento de satisfacción.

DEDICATORIA

A las personas más importantes en mi vida, mi familia y en especial a esa mujer a la que poco me parezco y aun así daría todo por mí, es para ti este logro. Al hombre que me dejó la mejor herencia de la vida que es el conocimiento y su gran nobleza.

INTRODUCCIÓN

La prospección sísmica se llevó a cabo por primera vez en la década de 1920. Representó un desarrollo de los métodos ya establecidos de sismología de terremotos en los que se utilizan los tiempos de viaje de las ondas sísmicas registradas en los observatorios sismológicos para obtener información sobre la estructura interna de la Tierra. La Sismología de Terremotos proporciona información sobre la estratificación interna bruta de la Tierra, y la medición de la velocidad de las ondas sísmicas a través de las diferentes capas de la Tierra ofrece información sobre sus propiedades físicas y la composición. Kearey (2002 p, 21).

Por lo que analizando los tipos de ondas y sus propiedades podemos obtener información específica del material por el cual han viajado.

Los métodos de prospección sísmica se pueden clasificar según el tipo de ondas utilizadas para obtener información del subsuelo. Según este criterio se tienen métodos basados en:

- ondas reflejadas
- ondas cónicas o refractadas críticamente
- ondas directas
- ondas superficiales

Cuando se efectúa un registro sísmico, casi siempre es inevitable que se reciban y registren todos estos tipos de ondas; sin embargo, sólo uno de ellos se considera útil. Las ondas consideradas útiles se las denomina “señal”, mientras que las ondas de otro tipo se las denomina “ruido” y se consideran inconvenientes. Cabada (2000:5).

Los principales métodos dentro de la prospección sísmica son de reflexión y refracción, llamados así por el tipo de viaje de las ondas en este caso el método que se utilizo es de refracción.

Este método se refiere a las ondas sísmicas refractadas críticamente en las interfaces entre estratos de diferente velocidad de ondas sísmicas compresionales (ondas P). Cabada (2000: 6). Estos conceptos son los que mejor describen el análisis de las propiedades de las ondas sísmicas refractadas.

Con estudio y conocimiento previo de la geología y el tratado sísmico se realizaron 10 líneas de refracción dentro de un área parcial de CU en lugares aleatorios y con espacio para colocar los geófonos.

Para el procesado de datos se utilizó el paquete integral de computación, “*SeisImager*”, el cual contiene varios módulos con diversas aplicaciones, que permiten entre otras realizar la selección manual de primeras llegadas directamente del registro sísmico y generar los modelos de capas

correspondientes a cada línea sísmica, y “*Autocad*” para la elaboración de perfiles geológicos.

Objetivo general: el reconocimiento del equipo y del método sísmica de refracción; la aplicación del método en CU, obtención de datos los cuales puedan ser objeto de comparación con futuros estudios empleados en esta área como prospección eléctrica, electromagnética entre otras.

Objetivos particulares:

Conocer el método de prospección sísmica por refracción, tanto sus antecedentes, equipo, toma de datos, y procesado.

Aplicar del método de prospección sísmica por refracción, en un área parcial de ciudad universitaria BUAP.

Obtener resultados y análisis de los mismos así como comparaciones de la geología del lugar.

Justificación.

El método de prospección sísmica por refracción es uno de los métodos más utilizados en la exploración de hidrocarburos y geotecnia, dando así un panorama detallado de la importancia que es conocerlo y saber aplicarlo en un entorno controlado y con información suficiente para conocer su eficiencia.

El área seleccionada previa a la toma de datos nos proporciona el conocimiento necesario geológicamente hablando para la comparación de los resultados y análisis del método que es uno de los objetivos principales de este trabajo.

Y con todos estos conocimientos tanto de la zona, del método, del equipo utilizado, podremos expresar más concretamente sus beneficios y sus desventajas. Así como la eficiencia del equipo a utilizar que en este caso es el Geode de 12 canales de *GEOMETRICS*.

Lo que a largo plazo expresa un aprendizaje basado en un trabajo sólido, lo que es el cumplimiento de los objetivos marcados en este proyecto.

INDICE

AGRADECIMIENTOS	i
DEDICATORIA.....	iii
INTRODUCCIÓN	iv
INDICE	viii
CAPITULO 1.....	1
FUNDAMENTOS DE PROSPECCIÓN SISMICA.....	1
1.1 Reseña histórica.....	1
1.2 Generalidades y conceptos fundamentales.....	4
1.2.1 Propagacion de las ondas	4
1.3 Equipos de prospección sísmica	8
1.3.1 Fuentes sísmicas.....	8
1.3.1 Sensores	9
1.3.3 Equipo de adquisición y almacenamiento	10
1.3 Tratamiento de datos	11
1.4.1 Selección de las primeras llegadas.....	11
1.4.2 Domocronas o curvas camino-tiempo	12
1.4 Métodos para la interpretación	17
1.5.1 Tiempos de intercepto.....	17
1.5.2 Velocidades aparentes.....	18
1.5.3 Tiempos de Retardo	19
CAPÍTULO 2	21
ADQUISICIÓN Y PROCESADO	21
2.1 Adquisición de datos.....	21
2.2. Levantamiento sísmico por refracción.....	22
2.3 Características del tendido sísmico	25

2.4 Trabajo de laboratorio	28
2.4.1 Procesamiento de líneas sísmicas	28
2.4.2 Análisis de los casos particulares para las líneas 5 y 10	52
2.4.3 Módulo Geoplot.....	54
2.4.4 Perfiles geológicos en <i>autocad</i>	58
CAPÍTULO 3	67
INTERPRETACIÓN DE DATOS Y RECOMENDACIONES	67
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	70
BIBLIOGRAFIA.....	74
ANEXOS.....	76

ÍNDICE FIGURAS

Fig.1. 1 Diagrama de trayectorias de la onda incidente y las ondas reflejadas y refractadas tanto S como P. Kearey et. al (2002:28).....	5
Fig.1. 2 Principio de Fermat. Lowrie (2007:173)	5
Fig.1. 3 Esquema a) reflexión, b) refracción. Milsom (2003:182)	7
Fig.1. 4 Estructura de un geófono, resorte, bobina, estaca	9
Fig.1. 5 Se muestra un conjunto de 12 trazas donde la línea roja representa las primeras llegadas de la onda P.	12
Fig.1. 6 Areglo de geófonos en un tendedero sísmico.	13
Fig.1. 7 Relación entre la distancia crítica y la profundidad en función del contraste de velocidades. (Modificado de Redpath, 1973).	15
Fig.1. 8 Principio de tiempo de retraso.	20
 Fig.2. 1 Modificado de carta geológica E14-2 INEGI, donde se muestra la geología de la Ciudad de Puebla.	23
Fig.2. 2 Localización de los 10 tendidos sísmicos.....	25
Fig.2. 3 Trazas de la línea 1 Franquicias.....	32

Fig.2. 4 Selección de las primeras llegadas primer disparo a 1 metro del primer geófono.....	33
Fig.2. 5 Selección de las primeras llegadas del disparo medio a 27.5 m del primer geófono.....	33
Fig.2. 6 Selección de las primeras llegadas del contra disparo a 56 m del primer geófono.....	34
Fig.2. 7 Resultado de la selección de los 3 disparos juntos.	34
Fig.2. 8 Resultado de la selección de los 3 disparos juntos.	35
Fig.2. 9 Curvas camino-tiempo, asignación de capas con sus respectivas velocidades.....	36
Fig.2. 10 Calculo de la inversión de datos de la línea 1 Franquicias.....	37
Fig.2. 11 Modelo de gradiente de velocidades a partir de la inversión línea 1. ..	38
Fig.2. 12 Modelo de velocidades por capas línea 1.	39
Fig.2. 13 Trazas de la línea 5 Laguna.	41
Fig.2. 14 Selección de primeras llegadas para la línea 5 primer disparo.....	42
Fig.2. 15 Selección de primeras llegadas para la línea 5 disparo medio.	42
Fig.2. 16 Selección de primeras llegadas para la línea 5 contra disparo.	43
Fig.2. 17 Resultado de la selección de primeras llegadas para los disparos.....	43
Fig.2. 18 Curva camino-tiempo línea 5.....	44
Fig.2. 19 Resultado de la inversión de datos línea 5.....	45
Fig.2. 20 Se presenta el modelo de variación de velocidades cuyo gradiente está representado por varios colores línea5. Nótese que a la derecha de la figura se presenta la escala grafica (cada color representa una velocidad).	46
Fig.2. 21 Modelo de 2 capas de la línea 5 Laguna.....	47
Fig.2. 22 Trazas de la línea 10 Camellón.....	49
Fig.2. 23 Selección de las primeras llegadas línea 10.....	49
Fig.2. 24 Domocrona línea 10.....	50
Fig.2. 25 Inversión de curvas C-T línea 10 Camellón.	51
Fig.2. 26 Modelo de capas línea 10 Camellón.....	51
Fig.2. 27 Línea 1 Franquicias colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.	55
Fig.2. 28 Línea 5 Laguna colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.	56
Fig.2. 29 Línea 10 Camellón colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.	56

Fig.2. 30 La relación de la velocidad y la densidad sísmica con la porosidad, calculado para mono- minerales sólidos granulares: círculos abiertos - piedra arenisca, calculados para una matriz de cuarzo; círculos rellenos - piedra caliza, calculados para una matr	60
Fig.2. 31 Perfil geológico línea 1 Franquicias.	63
Fig.2. 32 Perfil geológico línea 5 Laguna.	64
Fig.2. 33 Perfil geológico línea 10 Camellón.	65
Fig.3. 1 trazas de líneas 1 y 3 respectivamente se observa ruido en algunas de las trazas.....	68
Fig.3. 2 Tomada de Anexos. Modelo de capas de velocidades de la línea 7.....	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla.2. 1 Formato utilizado para el control de datos.....	27
Tabla.2. 2 Información de la primera línea de tendido sísmico por refracción. ..	32
Tabla.2. 3 Datos línea 5 Laguna.....	40
Tabla.2. 4 Datos de la línea 10 Camellón.	48
Tabla.2. 5 Tabla de velocidades de las capas de los perfiles de refracción.	54
Tabla.2. 6 Asignación de color a los rangos de velocidades.	54
Tabla.2. 7 Asignación de color a los rangos de velocidades.	57
Tabla.2. 8 Asignación de color a los rangos de velocidades.	61
Tabla.2. 9 Velocidades de propagación onda p. Kearey (2002:27).	62
Tabla.2. 10 Perfiles geológicos de los 10 tendidos sísmicos.	66

CAPITULO I

FUNDAMENTOS DE PROSPECCIÓN SISMICA

1.1 Reseña histórica

El científico chino Chang Heng se le atribuye la invención en el año 132 dC, hace casi dos mil años, del primer sismoscopio funcional, un dispositivo primitivo pero ingenioso de construcción elegante y hermoso diseño que ha registrado la llegada de las ondas sísmicas y permitió al observador inferir la dirección en que venían las ondas. Los orígenes de los terremotos no fueron del todo comprendidos. Durante siglos estos eventos temibles fueron atribuidos a poderes sobrenaturales. La destrucción y pérdida de vida que acompaña a menudo se entienden en términos supersticiosos e interpretados como un castigo infligido por los dioses en una sociedad pecadora. El camino hacia una comprensión lógica de los fenómenos naturales se colocó en el siglo XVII por las observaciones sistemáticas de los científicos como Galileo, el descubrimiento y la afirmación de las leyes físicas de Newton y el desarrollo del pensamiento racional por los filósofos contemporáneos. En un estudio pionero, Galileo en 1638 describió la respuesta de una viga de carga, y en 1660 Hooke estableció la ley del resorte. Sin embargo, otros 150 años pasaron antes de que las ecuaciones

generalizadas de elasticidad fueran establecidas por Navier. Durante las primeras décadas del siglo XIX, Cauchy y Poisson completaron los cimientos de la teoría de la elasticidad moderna. Las primeras descripciones de las características del terremoto fueron necesariamente restringidos a observaciones y mediciones en el "campo cercano" región del terremoto, es decir, en relativamente muy cerca del lugar donde ocurrió. Un avance notable en la ciencia de la sismología se llevó a cabo con la invención de un sismógrafo sensible y fiable por John Milne en 1892. El gran terremoto de San Francisco de 1906 fue estudiado intensamente y proporcionó un impulso a los esfuerzos en la comprensión del origen de estos fenómenos naturales, que fueron aclaradas en el mismo año por el modelo de rebote elástico de HF Reid. Además, en 1906, RD Oldham propone que la mejor explicación para los tiempos de viaje de ondas telesísmicas a través del cuerpo de la Tierra requiere un núcleo grande, densa y probablemente fluido; la profundidad de su límite exterior se calculó en 1913 por B. Gutenberg. A partir del análisis de los viajes-tiempos de las ondas sísmicas de cuerpo cerca de terremotos en Yugoslavia, A. Mohorovicic en 1909 dedujo la existencia del límite de la corteza y el manto, y en 1936 la existencia del núcleo interno sólido fue deducida por I. Lehmann. Las definiciones de estos y otras discontinuidades asociadas con la profunda estructura interna de la Tierra desde han sido refinados en gran medida.

Para apreciar cómo los sismólogos han desentrañado la estructura del interior de la Tierra, es necesario entender qué tipos de ondas sísmicas pueden ser generadas por un terremoto o de una fuente artificial (como una explosión controlada). La propagación de una perturbación sísmica a través de la Tierra se rige por las propiedades físicas como la densidad, y por la forma en la que el material del interior de la Tierra reacciona a la perturbación. El material dentro de la fuente sísmica sufre deformación permanente, pero fuera de la fuente el paso de una perturbación sísmica tiene lugar predominantemente por el desplazamiento elástico del medio; es decir, el medio no sufre ninguna deformación permanente. Antes de analizar los diferentes tipos de ondas sísmicas, es importante tener una buena comprensión de la teoría de la elasticidad elemental. Esto requiere la comprensión de los conceptos de estrés y la tensión, y las diversas constantes elásticas que los relacionan.

Las técnicas de refracción y reflexión de la sismología, utilizando, explosiones controladas artificiales como fuentes, se desarrollaron en la búsqueda de petróleo. Desde la década de 1960 estos métodos se han aplicado con notable éxito a la resolución de la estructura detallada de la corteza bajo los continentes y océanos. Estos avances llevaron al moderno campo de la tomografía sísmica, una técnica potente y espectacular para las regiones del

interior de la Tierra que tienen velocidades sísmicas anómalas. Lowrie (2007:121).

1.2 Generalidades y conceptos fundamentales

1.2.1 Propagación de las ondas

El progreso de la onda sísmica a través de un medio se determina por la avance del frente de onda. Ahora tenemos que considerar ¿Cómo se comporta la onda en el límite entre dos medios?. Históricamente, dos formas distintas de manejar este problema desarrollado de manera independiente en el siglo XVII. Uno método, utilizando el principio de Huygens, describe el comportamiento de frentes de onda; la otra, utilizando el principio de Fermat, se encarga de la geometría de trayectorias de los rayos en la interfaz, se encarga de la geometría de trayectorias de los rayos en la interfaz. W. Lowrie (2007:171)

Refracción: La refracción es el cambio de dirección que experimenta una onda al pasar de un medio material a otro. Solo se produce si la onda incide oblicuamente sobre la superficie de separación de los dos medios y si estos tienen índices de refracción distintos. La refracción se origina en el cambio de velocidad de propagación de la onda señalada.

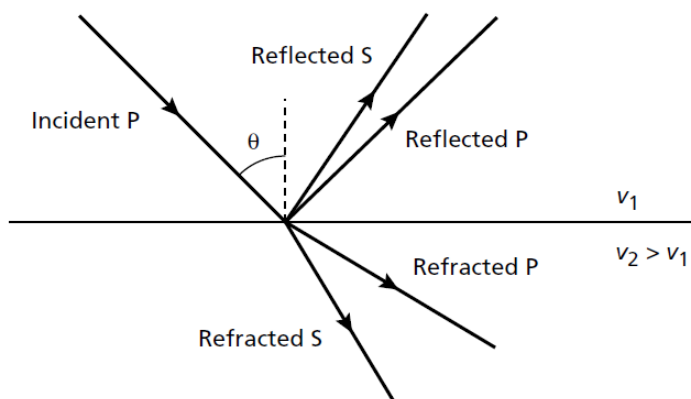


Fig.1.1 Diagrama de trayectorias de la onda incidente y las ondas reflejadas y refractadas tanto S como P. Kearey et. al (2002:28).

El comportamiento de las trayectorias de los rayos sísmicos en una interfaz se explica por otro principio de la óptica que fue formulado - también en el siglo XVII - por el matemático francés Pierre de Fermat. Cuando se aplica a la sismología, estados principio de Fermat de que, de los muchos caminos posibles entre dos puntos A y B, el rayo sísmico sigue el camino que da el menor tiempo de viaje entre los puntos. Si ds es el elemento de la distancia a lo largo de una trayectoria de los rayos y c es la velocidad sísmica sobre esta corta distancia, entonces el tiempo de viaje t entre A y B es mínimo. Por lo tanto:

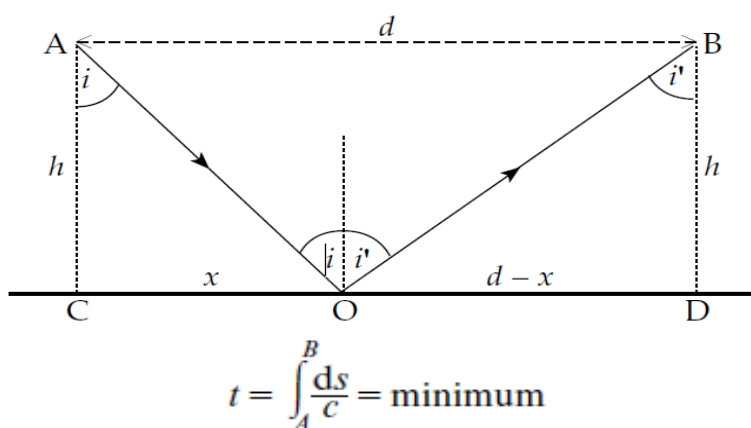


Fig.1. 2 Principio de Fermat. Lowrie (2007:173)

Ley de Snell: Se fundamenta en los procesos de transmisión y reflexión de las ondas a través de interfases; superficies, que separan medios cuyas propiedades elásticas son distintas. A través de las ecuaciones de Snell es posible determinar el comportamiento de las reflexiones y refracciones de las ondas. La premisa que encierra la Ley de Snell está representada en la figura 1.7, en la cual se muestra de manera esquemática dos medios con distintas propiedades elásticas y una superficie que los separa. Se representa un primer medio con α_1 , β_1 y ρ_1 (α es la velocidad de onda P y β velocidad de onda S) y un segundo medio con α_2 , β_2 y ρ_2 . El ángulo de incidencia del rayo de ondas P sobre la interfase de los dos medios es θ_1 , el ángulo de refracción de la onda P en el segundo medio es θ_2 , el ángulo de reflexión de la onda S es ϕ_1 y el ángulo de refracción de la onda de cizalla en el segundo medio es ϕ_2 . Snell demostró entonces que el ángulo de incidencia de la onda es igual al ángulo de reflexión de esa onda en el primer medio. Las ecuaciones de Snell requieren entonces la siguiente condición: Lowrie (2007:174)

$$\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \phi_1}{\beta_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \phi_2}{\beta_2} = P$$

Con P como el parámetro de rayo.

La refracción se rige por la ley de Snell, que relaciona los ángulos de incidencia y refracción de las velocidades sísmicas en los dos medios.

$$\sin i / \sin r = V_1 / V_2$$

Si V_2 es mayor que V_1 , la refracción será hacia la interfaz. Si el $\sin i$ es igual a V_1 / V_2 , el rayo refractado será paralela a la interfaz y parte de su energía volverá a la superficie como una onda reflejada que sale de la interfaz en el ángulo original de incidencia (Figura 1.7). Esta es la base de los métodos de refracción. A mayores ángulos de incidencia no puede haber rayo refractado y toda la energía es reflejada. Al dibujar trayectorias de los rayos de ondas refractadas bien reflejadas o críticamente, deberá tenerse en cuenta para la refracción en todas las interfaces más superficiales. Milsom (2003:182)

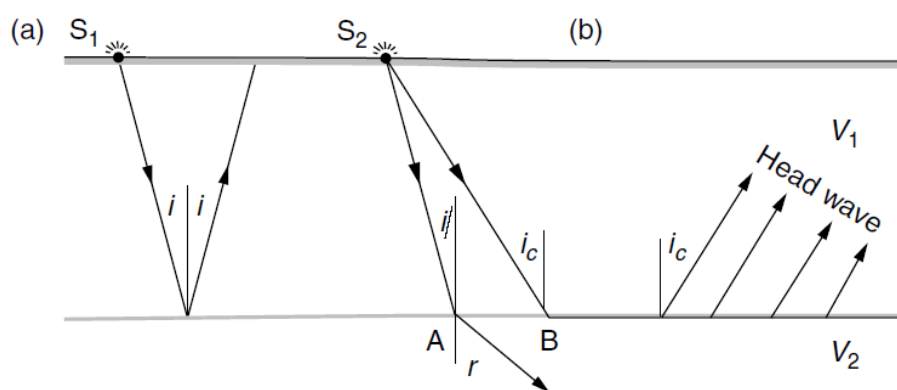


Fig.1. 3 Esquema a) reflexión, b) refracción. Milsom (2003:182)

1.3 Equipos de prospección sísmica

Los equipos de prospección sísmica se componen básicamente de una fuente, sensores que detectan las ondas sísmicas y el equipo de adquisición y almacenamiento (sismógrafo).

1.3.1 Fuentes sísmicas.

La fuente sísmica tradicional es una pequeña carga de dinamita. Impacto y fuentes vibratorias son ahora más populares, pero los explosivos se utilizan todavía con bastante frecuencia.

Fuentes de impacto: Un martillo de 4 ó 6 libras es una fuente versátil para encuestas a pequeña escala. La energía útil producida depende de las condiciones del terreno, así como en la fuerza y habilidad. El martillo está dirigido a una placa plana, el propósito de los cuales no es tanto para mejorar el pulso (golpear el suelo directamente a veces puede proporcionar más energía sísmica), pero para detener el martillo bruscamente y así proporcionar un disparo instantáneo definido y repetible. Placas de acero de una pulgada de espesor, pero ahora están siendo reemplazados por los discos de goma gruesa que duran más y son menos dolorosamente ruidosa. Existen otras fuentes de impacto como dejar caer un peso de aproximadamente 70kg de una altura de 1- 2 m. fuentes mecánicas de

vibración son utilizadas pero poco efectivas por el procesamiento de datos tan extenso y tardado.

1.3.1 Sensores

Geófonos: Un geófono consta de una bobina enrollada sobre un núcleo magnético de alta permeabilidad y suspendido por resortes de lámina en el campo de un imán permanente.

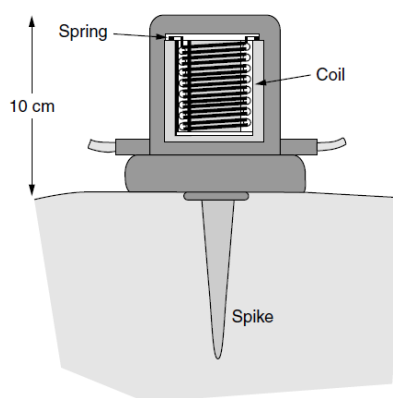


Fig.1. 4 Estructura de un geófono, resorte, bobina, estaca.

Estos sensores se alinean sobre el suelo con un espaciamiento equidistante o no en su defecto dependiendo de las condiciones del tendido. Actualmente se utilizan tendidos de 12, 24 o hasta 36 geófonos dependiendo de la resolución lateral y la profundidad que se desee alcanzar. Milsom (2003:189).

1.3.3 Equipo de adquisición y almacenamiento

El equipo de adquisición y almacenamiento está constituido básicamente por la unidad de apilamiento y digitalización, cables sísmicos y un gatillo o “trigger”

Unidad de apilamiento y digitalización:
esta unidad es conocida generalmente como “sismógrafo”; con ella se adquieren, digitalizan y procesan los datos. Ésta posee puertos de entrada a través de las cuales se reciben las señales enviadas por los geófonos;



a cada geófono le corresponde un canal y sus señales pueden ser filtradas y digitalizadas de acuerdo con las indicaciones del usuario.

Cables sísmicos: estos cables poseen un cableado interno por el cual se transmite la señal de cada geófono a la unidad de adquisición.

Gatillo “Trigger”: Representa el accionador para que el sismógrafo comience a grabar; es un cable conectado, cercano a la fuente sísmica, de manera tal que en el instante en que se genere el impacto, el sismógrafo comience a grabar las señales provenientes de los geófonos. Peralta (2007:11)

1.3 Tratamiento de datos

El principal interés de la sísmica de refracción radica en la obtención de un modelo del subsuelo, a través del cálculo de velocidades y de profundidad de las superficies refractoras. Para lograr este objetivo se deben seguir entre otros pasos, los siguientes: la selección de las primeras llegadas de los registros de manera automática o manual, construcción de las curvas camino-tiempo y cálculo de velocidades. Peralta (2007:12)

1.4.1 Selección de las primeras llegadas.

Representa el primer paso del procesamiento de los datos, a través del cual se obtienen los tiempos necesarios para la construcción de las curvas camino-tiempo, correspondientes a los tiempos en los cuales la onda llega a cada geófono. Estas curvas nos muestran una primera aproximación de la calidad de los datos. La característica principal para distinguir primeras llegadas consiste en el aumento y disminución pronunciada de la amplitud de la traza. Este fenómeno se repite a lo largo de todas las trazas que conforman el registro sísmico. La selección se puede realizar de manera manual o automática. Si la calidad del registro es buena se puede hacer la selección de las primeras llegadas de manera visual. Es importante no confundir primeras llegadas con ruido asociado a

problemas de adquisición, por lo cual actualmente se usan algoritmos basados en principios matemáticos y físicos con el fin de realizar la selección automática.

Peralta (2007:12)

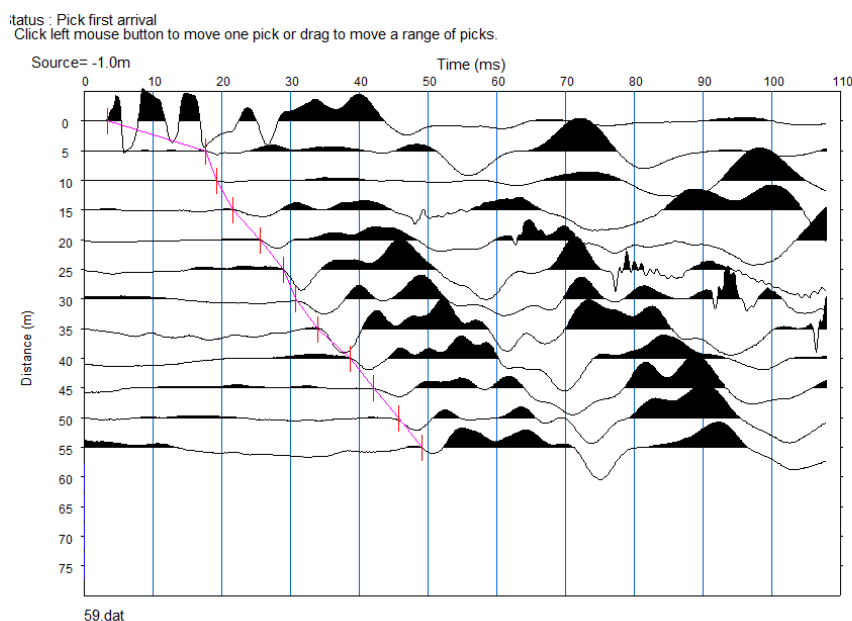


Fig.1. 5 Se muestra un conjunto de 12 trazas donde la línea roja representa las primeras llegadas de la onda P.

1.4.2 Domocronas o curvas camino-tiempo

Estas curvas son generadas a partir de los tiempos de las primeras llegadas de las ondas, a cada uno de los geófonos, y la distancia o ubicación que hay entre cada geófono y el punto de disparo. Estos tiempos pueden ser obtenidos directamente del sismógrafo, como también es posible imprimir el registro para un análisis detallado, o descargar los datos del registro a un computador para visualizarlo y

realizar la selección, como se muestra en la figura 1.9. Es posible también usar programas para realizar la selección de manera automática.

Como primer paso es importante definir el tipo de arreglo que se va a usar en la adquisición para obtener así los tiempos necesarios para la construcción de las curvas camino tiempo. El arreglo usado comúnmente es el que se muestra en figura 1.10 a lo largo de una línea, o cable sísmico, se acoplan los geófonos, por lo general 12 ó 24, los cuales se conectan por medio de un cable con el número correspondiente de contactos para cada uno. Este conjunto de geófonos se conoce como arreglo.

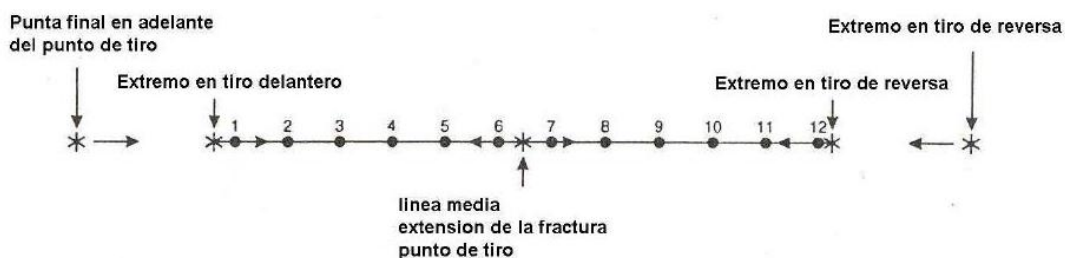


Fig.1. 6 Arregló de geófonos en un tendido sísmico.

La fuente sísmica o disparo, se ubica en una de las cinco posiciones mostradas en la figura 1.10 (con asterisco). El caso más simple es ubicar la fuente sísmica al principio (disparo) y al final del arreglo (contra disparo), lo cual se conoce como tiro sobre-extremos. Una fuente ubicada a una distancia discreta del final del arreglo se llama tiro fuera de línea (off-end). Cuando la

fuelle es ubicada en un punto a lo largo del arreglo (excepto en uno de sus extremos) se conoce con el nombre de tiro en-arreglo (split-spread), normalmente es a la mitad, a un cuarto o a tres cuartos de la distancia total del tendido sísmico. Los disparos se realizan generalmente en los extremos del arreglo en direcciones directa e inversa. La ubicación de los tiros es función en gran medida de la cobertura que se requiera de la superficie del refractor y de la resolución lateral necesaria. Para cada disparo se obtienen tiempos de llegada de las ondas directas y refractadas de cada una de las trazas del registro sísmico del conjunto de geófonos. Variando la posición del disparo para un mismo arreglo, se adquieren datos adicionales que proporcionan mayor detalle del horizonte refractor. Milsom (2003:203).

Otro aspecto importante a considerar es la distancia crítica (X_c), la cual representa la distancia o punto donde el frente de onda refractado con ángulo crítico se convierte en la primera llegada, debido a que llega primero que la onda directa. Esto depende de las velocidades de las capas, así como del espesor y profundidad de las mismas; la distancia crítica puede ser menor o mayor que la longitud del tendido sísmico.

La ecuación relaciona las velocidades V_1 y V_2 , de cada capa, la distancia crítica X_c con la profundidad, en este caso de la primera superficie refractora:

$$Z_1 = (X_c / 2) * [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2}$$

Donde Z_1 es la profundidad de la superficie refractora o espesor de la primera capa, X_c es la distancia crítica así como V_1 y V_2 , las velocidades de cada capa respectivamente, siendo $V_1 < V_2$. Peralta citando a Redpath (1973) planteó una forma de definir aproximadamente la longitud de los tendidos, a través de una relación entre la distancia crítica y la profundidad de la interfase refractora (X_c/Z_1) en función del contraste de velocidad (V_2/V_1).

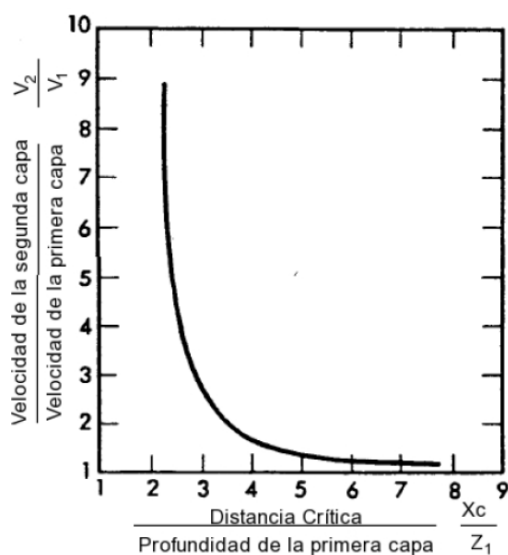


Fig.1. 7 Relación entre la distancia crítica y la profundidad en función del contraste de velocidades. (Modificado de Redpath, 1973).

Según el gráfico de la figura 1.11, si tenemos una V_1 de 1500 m/s y una V_2 de 3000 m/s, entonces la distancia crítica será 3.4 veces la profundidad. De

manera tal que si el objetivo de investigación está aproximadamente a 10m de profundidad, la distancia critica será de aproximadamente 35m; por lo tanto el tendido tiene que ser mayor que esta distancia. Si además se requiere información por debajo de la profundidad objetivo, se sugiere una longitud de tendido de aproximadamente 70m a 100m, es decir, casi tres veces la distancia crítica.

Una vez construidas las curvas camino-tiempo (C-T), es posible identificar qué secciones de las curvas pertenecen a un mismo refractor o una misma capa. El conjunto de puntos que pertenecen a un refractor conforma lo que se conoce como dromocrona (Muños, 2003). Por lo tanto, esta parte es de suma importancia en la interpretación de los datos de refracción. Existen algunas características del subsuelo que pueden prestarse a interpretaciones erradas, como lo son:

Un cambio de pendiente de la curva C-T no necesariamente represente un cambio de refractor, sino que puede significar un cambio de pendiente del primer refractor. Peralta citando a (p. ej. Cantos, 1989).

Cuando existe un estrato o una capa delgada de suelo cuya velocidad es menor que la de la capa superior, no es posible la refracción crítica, ya que al disminuir el parámetro de rayo, se acerca a la normal, de tal manera que no

habría indicios de su presencia en las primeras llegadas en cada punto de la línea de sísmica. Peralta citando a (p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:282).

Cuando existe una capa demasiado delgada, a pesar de tener velocidades mayores, no alcanza a detectar primeras llegadas por el hecho mismo de ser tan delgada que la longitud de la onda sísmica resulta mucho mayor que el espesor del estrato. Peralta citando a (p. ej. Sheriff & Geldart, 1991:283, Sarria, 1996)

1.4 Métodos para la interpretación

La interpretación de datos es la parte más importante dentro del trabajo de campo ya que el éxito de una encuesta depende de los parámetros como la orientación de la línea, separación de los geófonos y distancia de la fuente. Hoy en día hay muchos programas con algoritmos implementados para agilizar el procesamiento pero no son sustitutos de un buen control de datos.

Entre los métodos de interpretación comúnmente usados encontramos los siguientes:

1.5.1 Tiempos de intercepto

El tiempo de intercepto se define como el tiempo en el que una onda refractada en las interfaces de los medios llega a los geófonos. Milsom (2003:212). Estos tiempos incrementan naturalmente con la distancia y la profundidad a la cual penetran las

ondas. A partir de la curva camino-tiempo, este método utiliza la pendiente de las dromocronas, la cual representa la lentitud, por lo cual es posible calcular la velocidad de los refractores y por tanto de cada capa; y los tiempos de intercepto de las dromocronas con el eje del tiempo para calcular las profundidades. Este método es usado generalmente para modelos de un refractor plano o múltiples refractores planos, dos o varios estratos.

Esto se define en la ecuación:

$$t_i = 2d\sqrt{(V_2^2 - V_1^2)/V_1 V_2} = 2d/V_{1,2}$$

Donde la cantidad $V_{1,2}$ Tiene las unidades de una velocidad y es aproximadamente igual a V_1 si, V_2 si es mucho mayor que V_1 . El ángulo crítico es entonces casi 90° y el retraso sufrido por el rayo refractado en viajar entre la superficie y el refractor está cerca de doblar el tiempo de recorrido vertical. Si la diferencia entre V_1 y V_2 es pequeño, $V_{1,2}$ puede ser muy grande. Milsom (2003:212)

1.5.2 Velocidades aparentes

En la naturaleza no siempre las capas se disponen de manera horizontal, lo cual representa un caso ideal; por el contrario en general se presentan con un

buzamiento. Este método permite la identificación de velocidades y profundidades para modelos con capas inclinadas paralelas, utilizando los tiempos de intercepto en el origen de un tendido directo y de su reverso. El método supone que la velocidad de cada uno de los estratos es constante (medios homogéneos) y que la pendiente del refractor o el buzamiento también lo es. Este método se basa en la ley de velocidades aparentes, que dice que la velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del suelo (V_a) es igual al cociente entre la velocidad superficial (V_0) y el seno del ángulo de emergencia, tomados ambos en dicho punto, donde el ángulo de emergencia es aquel formado por la onda emergente con la superficie. Peralta citando a (Cantos, 1973)

$$V_a = \frac{V_0}{\sin(\theta_0)} \quad \text{Con } V_a > V_0$$

1.5.3 Tiempos de Retardo

Este método supone que las capas en el subsuelo son homogéneas, que existe un buen contraste entre las capas y que el ángulo de buzamiento del refractor es menor a 10° . El método utiliza los tiempos de intercepto y de retraso para calcular la profundidad de la interfase debajo de cualquiera de los geófonos. De la Figura 2.12 es posible observar que el tiempo de retraso (dt) es igual a la

diferencia entre: 1) el tiempo que le toma a un rayo viajar a lo largo de la trayectoria de refracción crítica desde la fuente vía la interfase y de regreso a la superficie, y 2) el tiempo de recorrido que le lleva a un rayo viajar la distancia equivalente de la fuente al geófono (x) a lo largo de la interfase. Es muy útil cuando la topografía de las superficies refractores es irregular:

$$Z_g = \frac{(T^+) * V_1}{2 * \cos \theta_c} = \frac{(T^+) * V_1 * V_2}{2 * (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$

Donde Z_g es la profundidad del refractor por debajo de cualquier geófono, T^+ es el tiempo de retraso para el geófono, así como V_1 y V_2 , son las velocidades de la capa 1 y de la capa 2, respectivamente.

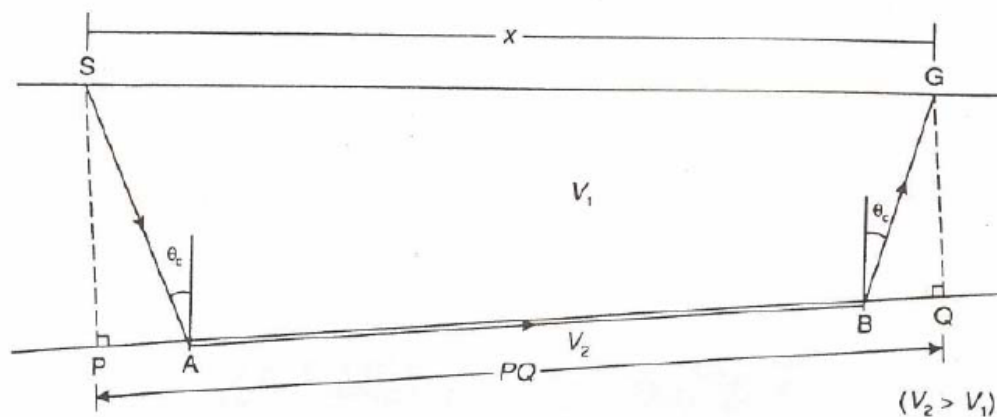


Fig.1. 8 Principio de tiempo de retraso.

CAPÍTULO 2

ADQUISICIÓN Y PROCESADO

2.1 Adquisición de datos

El trabajo de campo se realizó en 3 etapas, la primera etapa consto del reconocimiento del equipo y todos sus componentes como lo son los cables para el tiro, los geófonos, el Geode, el *Seismodule Controller*, la segunda consto de localizar las áreas donde hubiera el espacio necesario para lograr un tendido suficientemente extenso para lograr una buena profundidad, y por último la toma de datos, toda la campaña duro aproximadamente 9 meses.

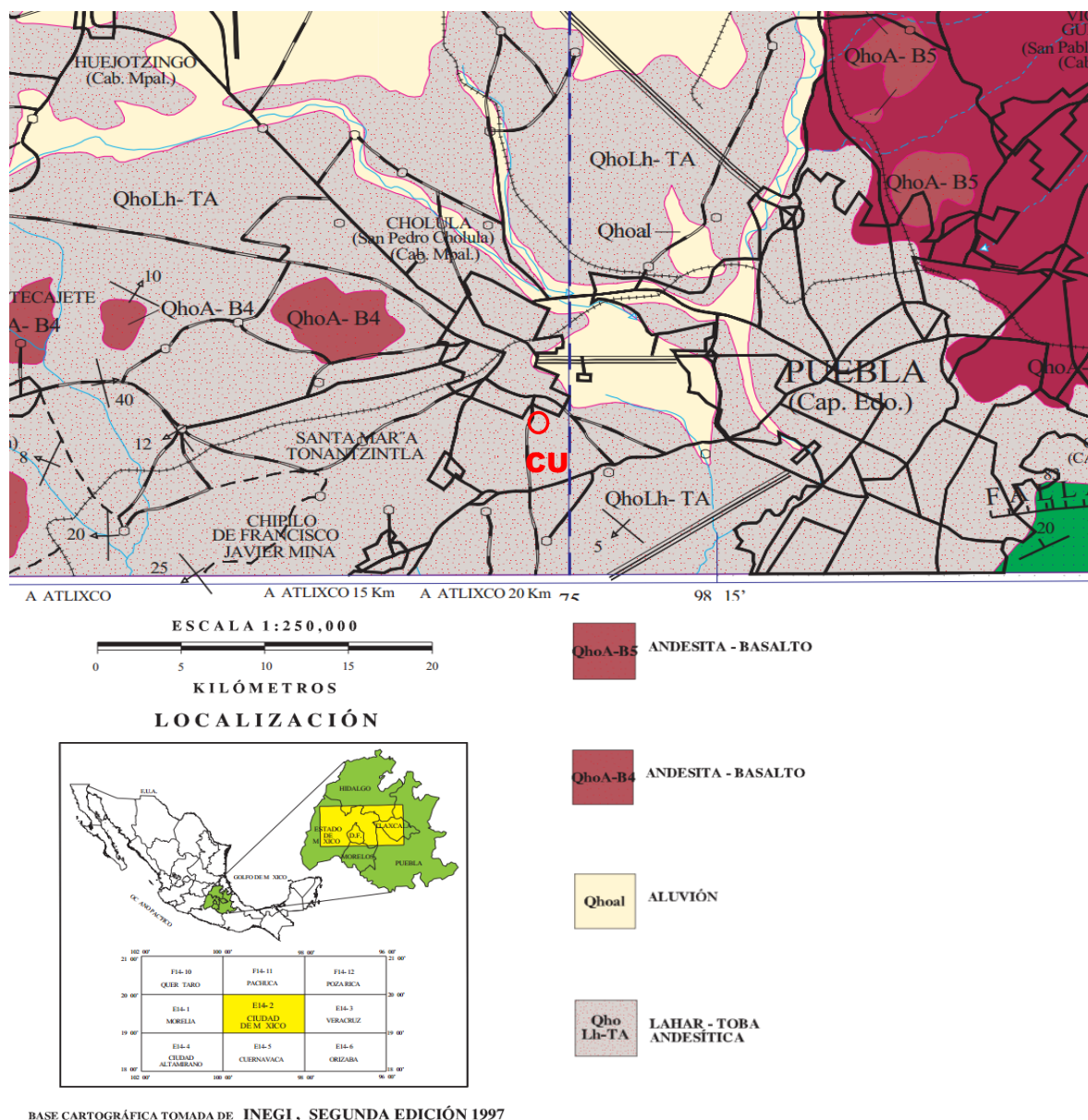
Una campaña muy difícil dentro de las exigencias del método se explotó su eficiencia al máximo al trabajar con en condiciones muy extremas de acuerdo al arreglo de geófonos y de fuente.

- Existen muchos riesgos al trabajar con una fuente tan cercana al primer receptor uno de ellos es la dispersión de datos provocando que la certeza de las velocidades del medio se pierda por completo.
- Otro punto es la longitud del tendido, al colocar un tendido muy corto no se da oportunidad al viaje de la onda refractada.

2.2. Levantamiento sísmico por refracción

El levantamiento se localiza dentro de Ciudad Universitaria donde no hubo problemas para enterrar los geófonos, que necesitan 15cm de profundidad para estar fijos, sin obstruir las actividades diarias de los universitarios, así como buscar lugares donde el registro de ruido sísmico fuera menor, alejándonos de las zonas fuertemente transitadas de autos, días y horarios adecuados que garantizaran el menor ruido posible.

Para el reconocimiento geológico se acudió a la consulta de cartas geológicas de INEGI, a pesar que el área de trabajo es muy pequeña era indispensable tener una visión regional de toda la ciudad de Puebla, los tipos de material encontrados fue principalmente de toba andesítica y aluvión.



geófonos pudieran ser colocados sin ningún problema y se designaron los días sábados a las 7:00 am evitando las horas más transitadas tanto por autos como por la comunidad universitaria, fue necesario en muchas ocasiones modificar la fecha de toma de datos por lluvias y contratiempos con el equipo (préstamo a otras brigadas). Se obtuvieron 10 lugares idóneos (con ciertas modificaciones en los arreglos) para los tendidos sísmicos en el área de mayor importancia para el estudio “El área de la laguna” que por la saturación del suelo se considero era importante conocer la influencia sobre las ondas de refracción. Se tomaron las coordenadas de cada línea de refracción en UTM y la elevación respecto al nivel medio del mar.

A partir de esto se llevó a cabo el procesamiento de las líneas de refracción generando pequeños perfiles de velocidades de onda p y perfiles geológicos.



Fig.2. 2 Localización de los 10 tendidos sísmicos.

2.3 Características del tendido sísmico

Con el resultado de las prácticas de reconocimiento del equipo y la restricción por el hecho de plantar los geófonos, se llegó a la conclusión que los tendidos en caso de tener el espacio debían tener la longitud máxima que permitiera el cable conector al Geode que fue de 55m por lo que los geófonos tenían que colocarse a cada 5m , los puntos de disparo se colocaron en el espacio que restaba por lo que

fueron por lo general de 1m a 1.5m lo que se sabía que restaría un poco de efectividad pero esas fueron las condiciones del área.

Las herramientas necesarias para llevar a cabo el levantamiento sísmico fueron un sismógrafo, marca *Geometrics* con un procesador 386 y un puerto de entrada de 12 canales, 12 geófonos, un cable accionador (trigger), un cable de conexión de 56 m; el cual une los geófonos con la unidad de almacenamiento (sismógrafo), y una batería, como fuente de energía eléctrica para el sismógrafo, computadora portátil, la placa metálica de 1 pulgada de espesor y el marro.

El primer paso realizado para la adquisición de los datos a lo largo de una línea sísmica consistió en ubicar el cable de conexión sobre el terreno en la dirección permitida. Subsiguientemente a esto, se acoplaron los geófonos perpendicularmente a la superficie del terreno con el fin de filtrar la recepción de ondas de cizalla y se conectaron al cable sísmico. Una vez listos los pasos anteriores, se conectaron el cable de conexión y el cable accionador al sismógrafo. Posteriormente, se revisó que el cable accionador funcionase asegurándose de que éste abra el sistema de geófonos, impactando el terreno con la mano. Finalizada la revisión se procedió a golpear la placa metálica con el marro una vez, para generar un impulso sísmico, mientras que el sismógrafo grababa la llegada de las ondas sísmicas. Esta actividad se repitió 8 veces, con la finalidad de apilar los datos y así eliminar ruido aleatorio y sumar la señal

coherente, esto se repitió 2 veces más para el disparo medio y contra disparo.

N/n DE LINEA		
INICIO		FINAL
COORDENADAS UTM X		
COORDENADAS UTM Y		
ELEVACIÓN		
n/ DE CANALES		
DISTANCIA ENTRE GEOFONOS		
POSICION DE LAFUENTE		
LONGITUD DE LINEA		
LONGITUD DE REGISTRO		
INTERVALO DE MUESTREO		
CANTIDAD DE DISPAROS		
NOMBRE DE ARCHIVOS		
OBSERVACIONES		

Tabla.2. 1 Formato utilizado para el control de datos.

Las coordenadas fueron tomadas por un GPS aproximadamente 10 minutos para minimizar el error.

La longitud de la mayoría de los tendidos fue constante excepto por 2 tendidos donde se vio en la necesidad de reducir la longitud de 3 a 4 m entre geófonos porque el área es muy pequeña.

2.4 Trabajo de laboratorio

Parte del procesamiento de datos se llevó a cabo en el Laboratorio de Geofísica Aplicada de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, donde se destinó una computadora de escritorio para la instalación del paquete de procesamiento “*SeisImager*”, este procesamiento se realizó después de la campaña de toma de datos en algunas ocasiones se regresó al área para verificar algunos tendidos, debido a ciertos problemas con algunas trazas.

2.4.1 Procesamiento de líneas sísmicas

Para el procesamiento de las líneas sísmicas fue utilizado un paquete integral de computación, “*SeisImager*”, el cual contiene varios módulos con diversas aplicaciones. Este programa pertenece a la misma casa constructora del Sismógrafo utilizado en la adquisición (*GEOMETRICS*). El paquete “*SeisImager*” está conformado por 4 programas los cuales son *Pickwin* (Pick First Breaks or Dispersion Curves), *Plotrefa* (Refraction Analysis), *GeoPlot* (Visualize Data), *WaveEq* (Surface Wave Analysis) y Surface Wave Analysis Wizard de los cuales solo se utilizaron para el procesamiento de las líneas sísmicas, *Pickwin* (Pick First Breaks or Dispersion Curves), *Plotrefa* (Refraction

Analysis) y GeoPlot (Visualize Data). El formato de archivos original de la adquisición se mantuvo para el procesamiento. De las múltiples aplicaciones de los diversos módulos del paquete de procesamiento fueron fundamentales 2 de ellas, las utilizadas para llevar a cabo el modelado y la tomografía sísmica:

1. – *Pickwin* (Pick First Breaks or Dispersion Curves).lnk



2.- *Plotrefa* (Refraction Analysis).lnk



1.- Este módulo contiene básicamente, los comandos necesarios para llevar a cabo la selección de primeras llegadas, directamente de los datos adquiridos en campo. Contiene múltiples aplicaciones y comandos que permiten realizar la fase inicial necesaria para el procesamiento, tales como la disposición de las geometrías correctas de adquisición. En este módulo se graban los archivos de selección de primeras llegadas que representan posteriormente las curvas camino-tiempo (C-T), de las cuales se extraen los datos para llevar a cabo la tomografía sísmica.

2.- En este módulo se llevó a cabo la mayoría de pasos necesarios para la realización de la tomografía sísmica. Mediante la asignación de capas, en las

curvas C-T, con sus respectivas velocidades, se genera un modelo inicial que contiene los parámetros, velocidad máxima, velocidad mínima y la elevación promedio de la superficie del modelo a generarse. Posteriormente se aplica el cálculo de la inversión por parámetros de defecto, con lo cual se genera un modelo de variaciones de velocidades mediante un gradiente suavizado, para así obtener un modelo de capas, según lo observado en las curvas C-T, del cual se extraen finalmente los datos en profundidad de cada horizonte o superficie refractora, correspondientes a la ubicación de cada geófono. Y con la importación a *Autocad* de los modelos por capas se finalizó en perfiles geológicos de cada línea sísmica.

En ningún perfil se detectaron problemas con el procesado de datos las únicas observaciones que se hicieron fueron a causa de algunos geófonos que almacenaban demasiado ruido y en algún momento uno dejó de funcionar por completo registrando ondas periódicas al parecer que el solo generaba por alguna falla interna, lo cual fue reportado de inmediato a jefe de laboratorio para su reparación o sustitución.

A continuación se presentara la secuencia de procesado de datos, para la obtención del producto final y sus observaciones.

1.4.1.1 Procesado de datos para la línea 1 Franquicias

Dentro de las líneas de refracción se hicieron unas modificaciones en 2 ocasiones ya que la extensión del terreno destinada a la ubicación de 2 de los tendidos no era suficiente para que los geófonos tuvieran una separación de 5m por lo que se modificó el arreglo original. Se presentan el procesado de 3 líneas diferentes.

1.- Selección de llegadas con el modulo (pickwin) línea 1 Franquicias.

Consintió básicamente en seleccionar la primera perturbación de las trazas, que no fuera ruido.

N/n DE LINEA		1 FRANQUISIAS
INICIO		FINAL
COORDENADAS UTM X	583818	583870
COORDENADAS UTM Y	2101382	2101356
ELEVACIÓN	2100 M	
n/ DE CANALES	12	
DISTANCIA ENTRE GEOFONOS	5M	
POSICION DE LAFUENTE	-1, 27.5, 56 M	
LONGITUD DE LINEA	55M	
LONGITUD DE REGISTRO	16.38 SEC	
INTERVALO DE MUESTREO	0.125 SEC	

CANTIDAD DE DISPAROS	8	
NOMBRE DE ARCHIVOS	59, 60 Y 62.DAT	
OBSERVACIONES		

Tabla.2. 2 Información de la primera línea de tendido sísmico por refracción.

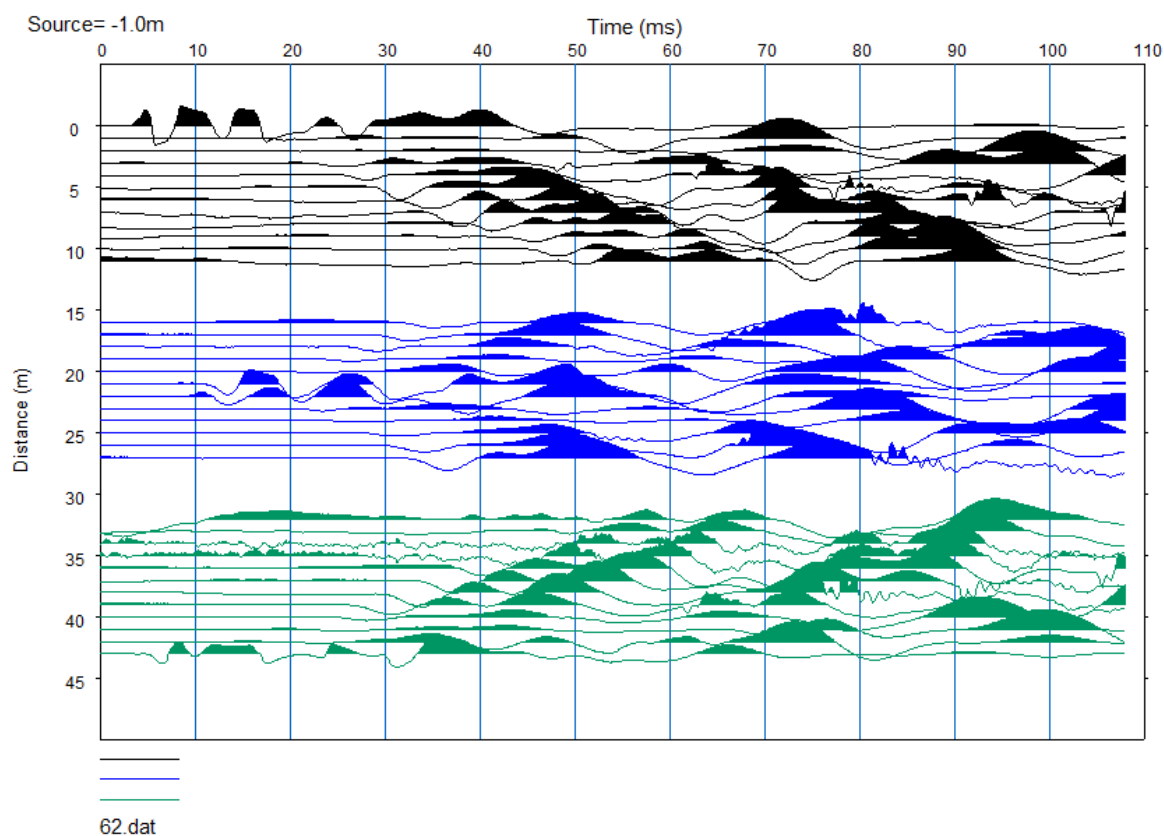


Fig.2. 3 Trazas de la línea 1 Franquicias.

En el módulo *pickwin* podemos te da las herramientas para que puedas observar las trazas de los 3 puntos de tiro.

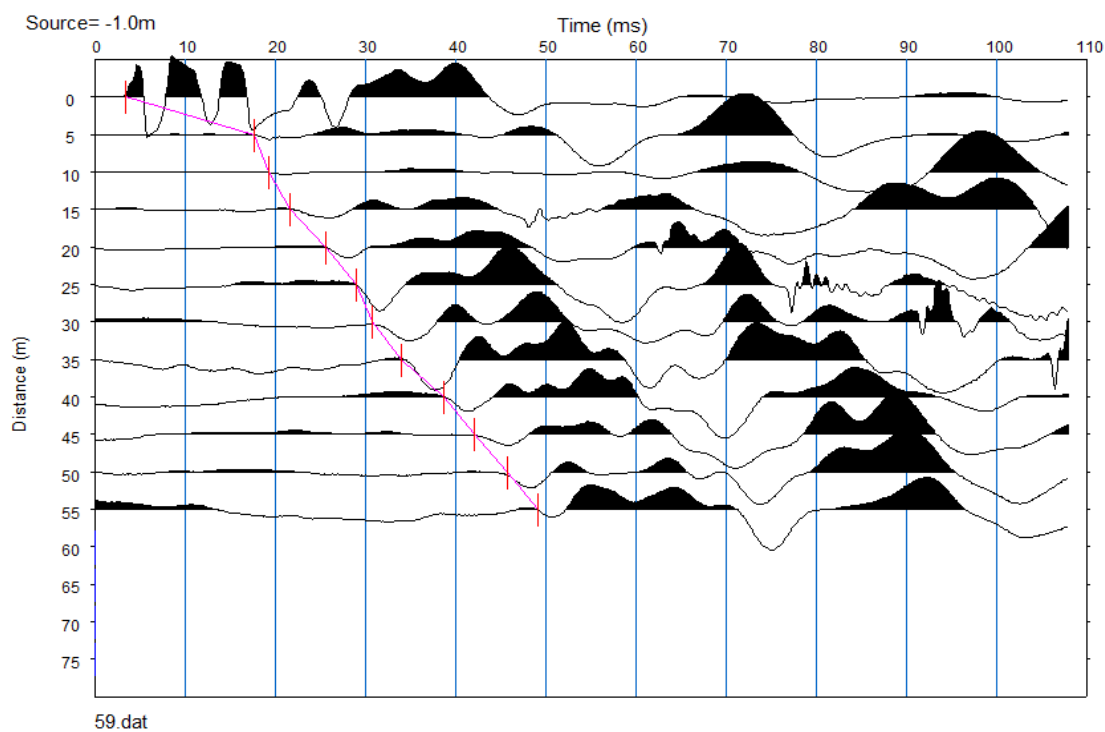


Fig.2. 4 Selección de las primeras llegadas primer disparo a 1 metro del primer geófono.

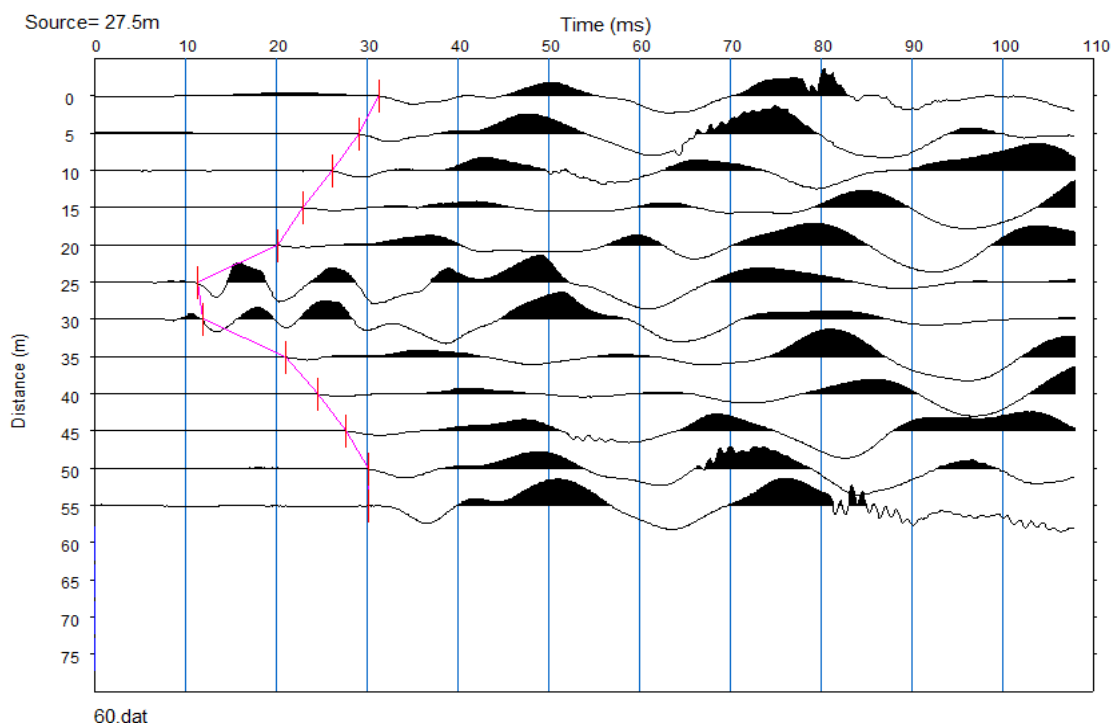


Fig.2. 5 Selección de las primeras llegadas del disparo medio a 27.5 m del primer geófono.

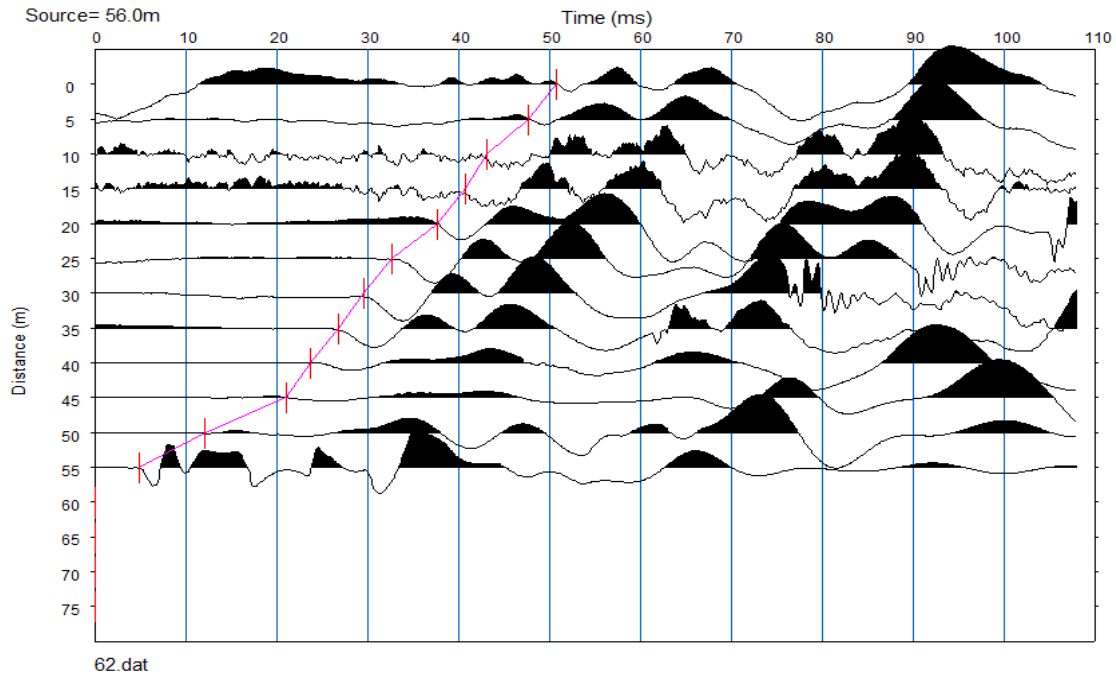


Fig.2. 6 Selección de las primeras llegadas del contra disparó a 56 m del primer geófono.

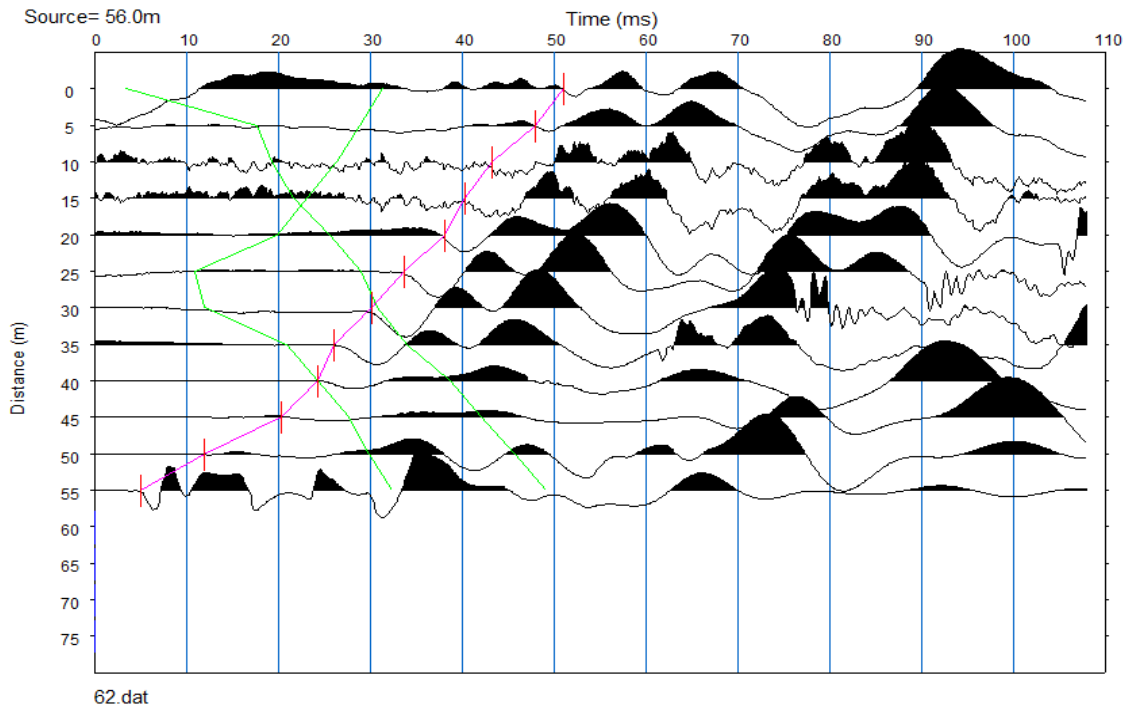


Fig.2. 7 Resultado de la selección de los 3 disparos juntos.

Estos resultados se guardan en formato .vs para poder abrirlo en *plotrefa* para el siguiente paso del análisis.

2.- Curvas camino-tiempo o Domocronas.

En el módulo *Plotrefa*, se abre el archivo correspondiente a la selección de primeras llegadas formato .vs. Estos datos generan una curva C-T, de la cual se obtiene el modelo posteriormente. La figura 2.8 muestra un ejemplo de curvas C-T correspondiente a la primera línea de este levantamiento.

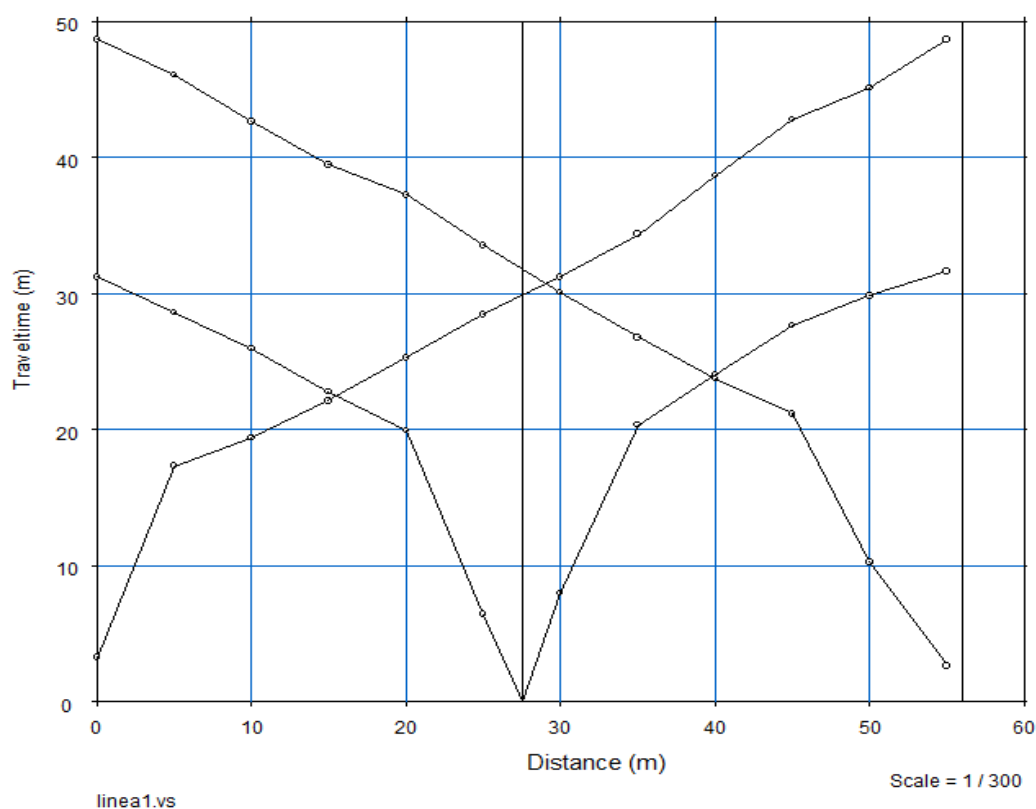


Fig.2. 8 Resultado de la selección de los 3 disparos juntos.

Como se observa en la 2.8 se tiene las curvas de camino-tiempo y se puede observar 2 pendientes que representan 2 medios rocosos con distintas velocidades y por lo consiguiente propiedades físicas.

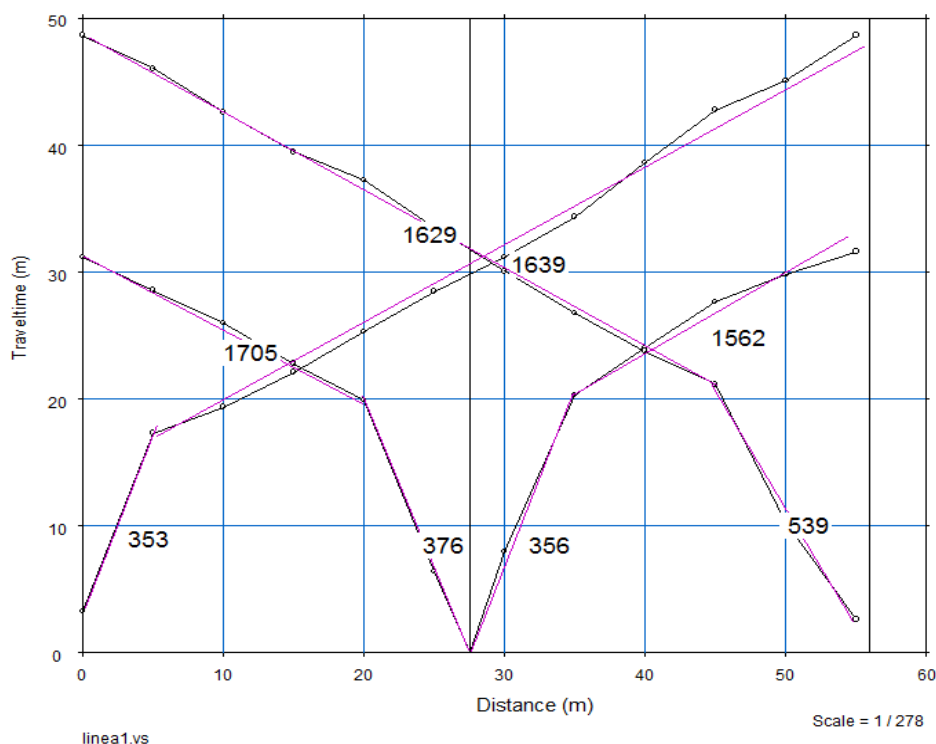


Fig.2. 9 Curvas camino-tiempo, asignación de capas con sus respectivas velocidades.

En la figura 2.9 se tiene la asignación de las velocidades por capa donde se distinguen diferentes velocidades pero se muestra una clara diferencia numérica en las 2 pendientes identificadas anteriormente.

3.- Inversión de las curvas C-T.

A partir del modelo inicial, se realiza el cálculo de la inversión. El módulo genera una curva que calcula, a partir de los datos observados, el gradiente de

variación de velocidades correspondientes, tanto en profundidad como lateralmente.

En la figura 2.10 se presenta la curva calculada mediante la inversión de los datos hecha por el programa para la línea 44 de este levantamiento, adicionalmente de la curva C-T generada a partir de los datos observados.

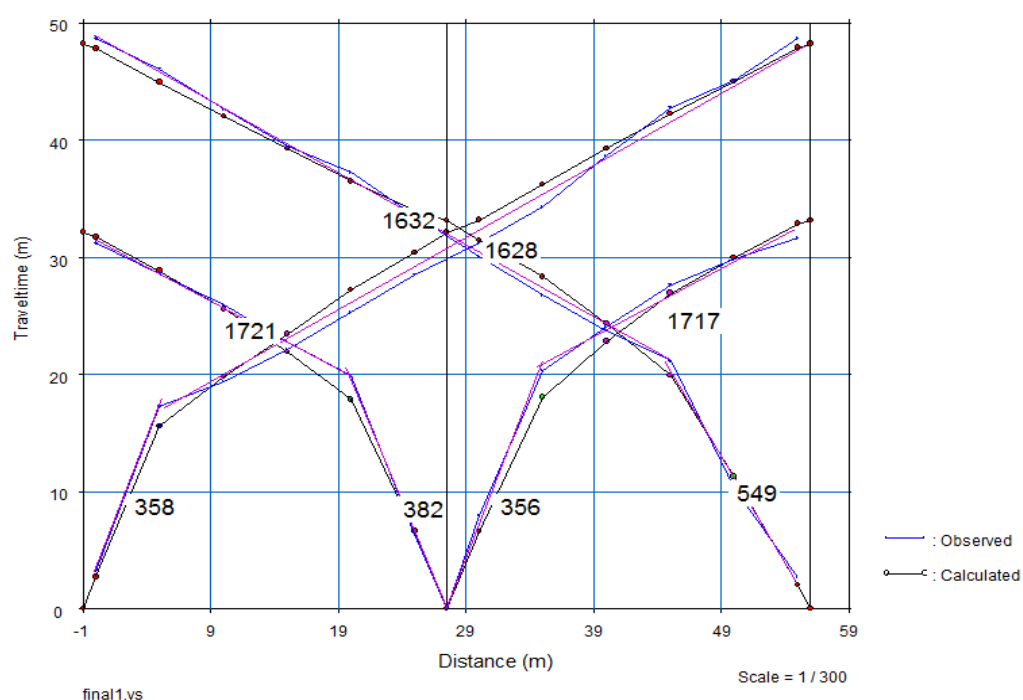


Fig.2. 10 Calculo de la inversión de datos de la línea 1 Franquicias.

De la figura 2.10 es posible observar el ajuste entre la curva camino tiempo generado a partir de los datos de adquisición (observada) y la curva camino-tiempo calculada por la inversión del programa (calculada). En este caso se presenta un ajuste aproximado entre ambas curvas. Esto permite inferir que la

selección manual, la asignación de capas y velocidades es adecuada con un ligero margen de error.

Enseguida del cálculo de inversión el programa genera un modelo de gradiente de velocidades.

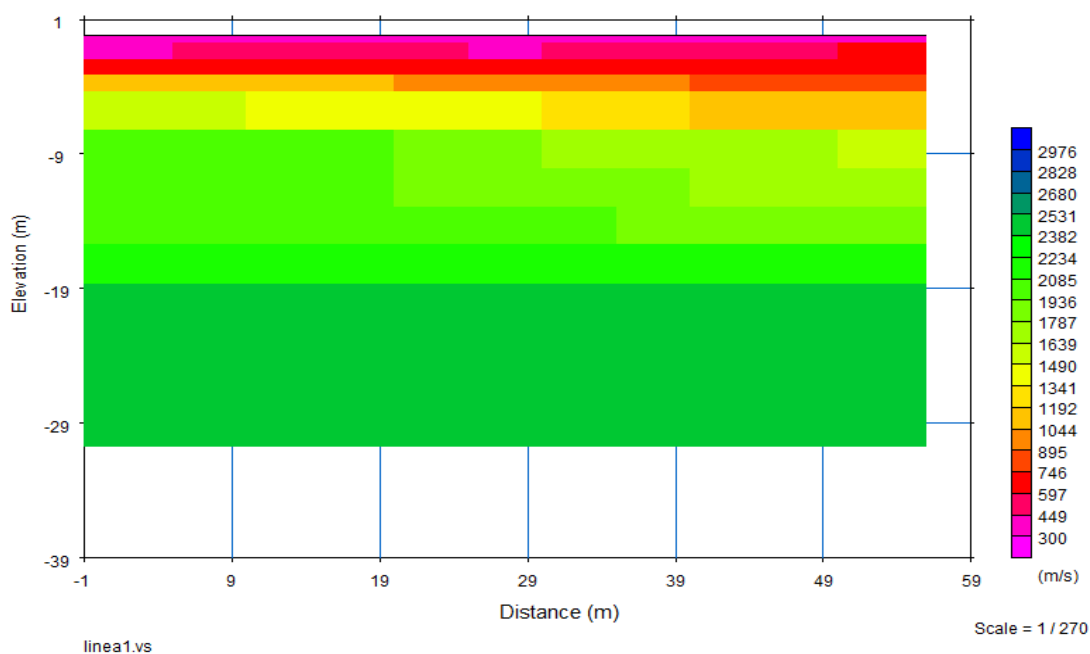


Fig.2. 11 Modelo de gradiente de velocidades a partir de la inversión línea 1.

En la figura 2.11 se muestra el modelo de gradiente de velocidades para la línea 1 este modelo es de vital importancia a la hora de determinar las capas de velocidades, como se observa es muy evidente la diferencia de colores entre la primera capa y la segunda, así como la similitud de tonalidades entre la segunda y la tercera capa. A partir del análisis del gradiente de velocidades se determina las 2 capas que formaran el perfil de la línea 1

4.- Modelo de capas

A partir de los modelos de inversión y el modelo de gradiente se genera el modelo de capas, en este paso se introducen en el programa los parámetros obtenidos del procesamiento previo a este paso; se introduce la cantidad de capas sus velocidades correspondientes.

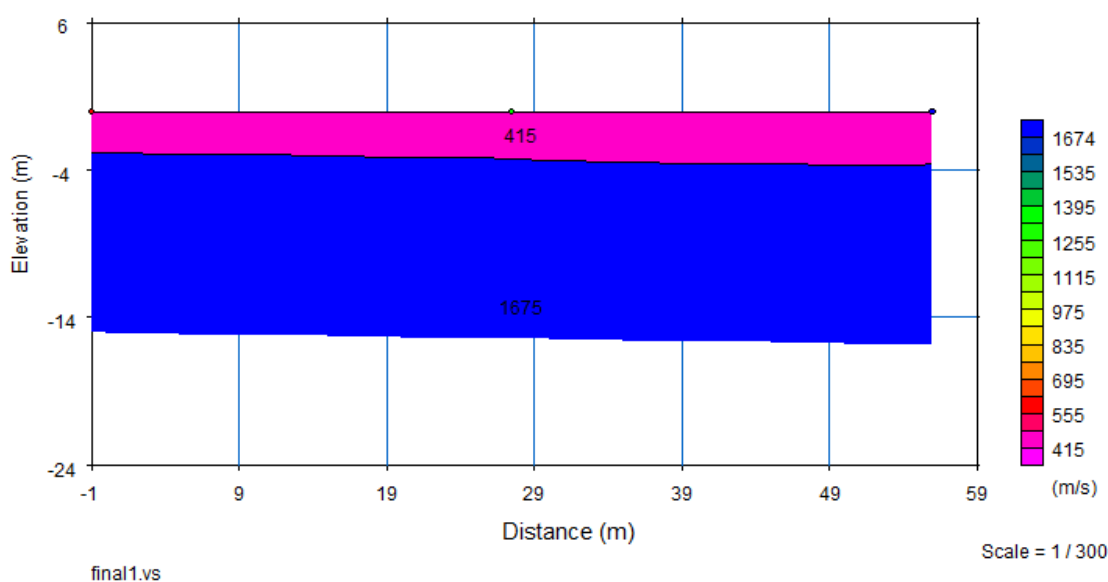


Fig.2. 12 Modelo de velocidades por capas línea 1.

2.4.1.2 Procesado de datos línea 5 Laguna

Dentro de las especificaciones de los parámetros de las líneas de refracción fue necesario por la exigencia del terreno hacer una modificación a la distancia entre geófonos, siendo esta nuestra línea de refracción con menor longitud.

1.- Selección de llegadas con el modulo (pickwin) línea 5 Laguna

N/n DE LINEA		5 LAGUNA
INICIO		FINAL
COORDENADAS UTM X	583723	583714
COORDENADAS UTM Y	2101435	21015403
ELEVACIÓN	2128 M	
n/ DE CANALES	12	
DISTANCIA ENTRE GEOFONOS	3 M	
POSICION DE LAFUENTE	-1, 17, 35 M	
LONGITUD DE LINEA	34 M	
LONGITUD DE REGISTRO	16.38 SEC	
INTERVALO DE MUESTREO	0.125 SEC	
CANTIDAD DE DISPAROS	8	
NOMBRE DE ARCHIVOS	11,12 y 13.DAT	
OBSERVACIONES	Disminución de la distancia entre geófonos.	

Tabla.2. 3 Datos línea 5 Laguna.

Una vez hecho el ajuste de acuerdo a la longitud del terreno con la que se contaba se procedió a la toma de datos con las especificaciones de la tabla 1.3.

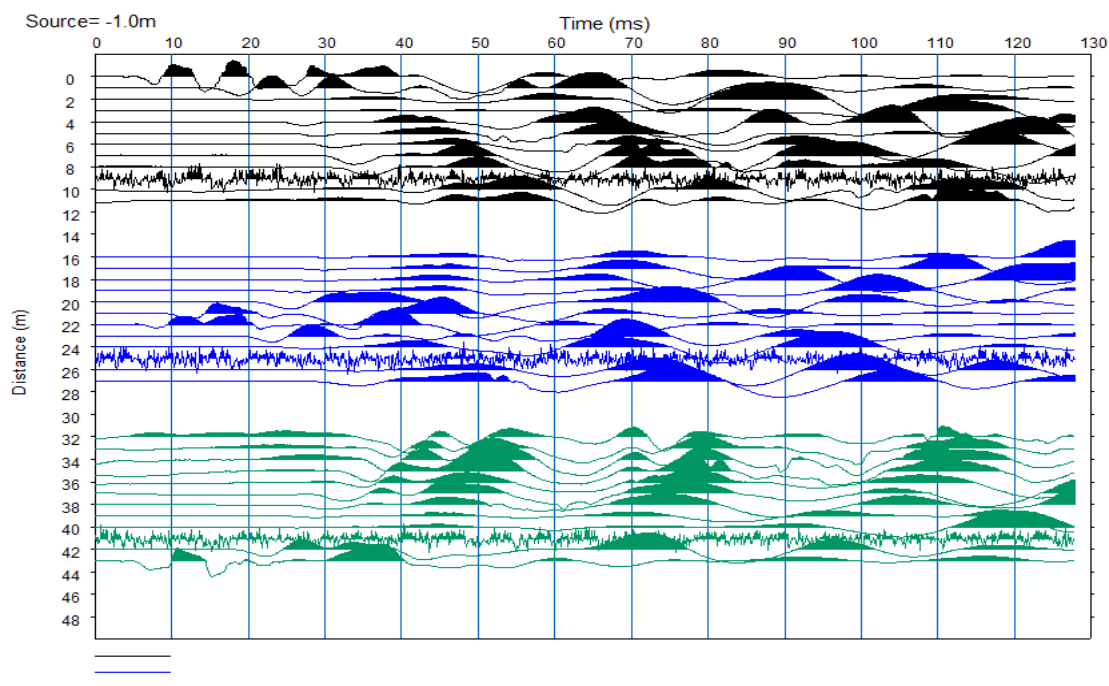


Fig.2. 13 Trazas de la línea 5 Laguna.

En la figura 2.13 se observan las trazas de la línea 5, donde se distingue a la perfección la llegada de la onda y la disminución de ruido, se piensa que es por la modificación de longitud de esté.

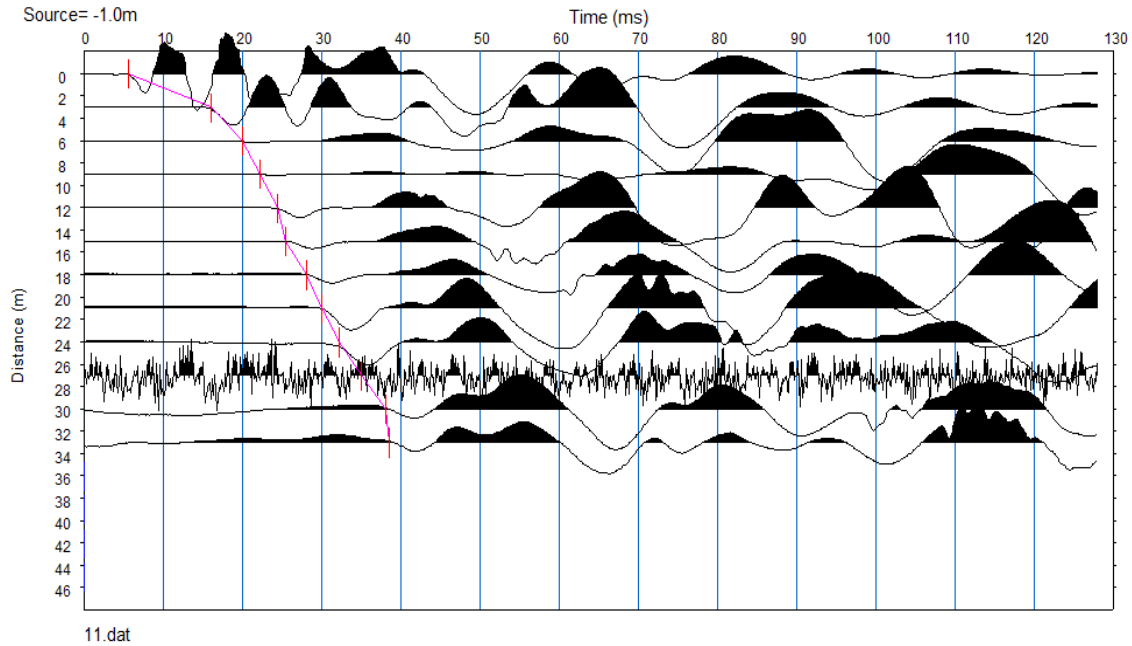


Fig.2. 14 Selección de primeras llegadas para la línea 5 primer disparo.

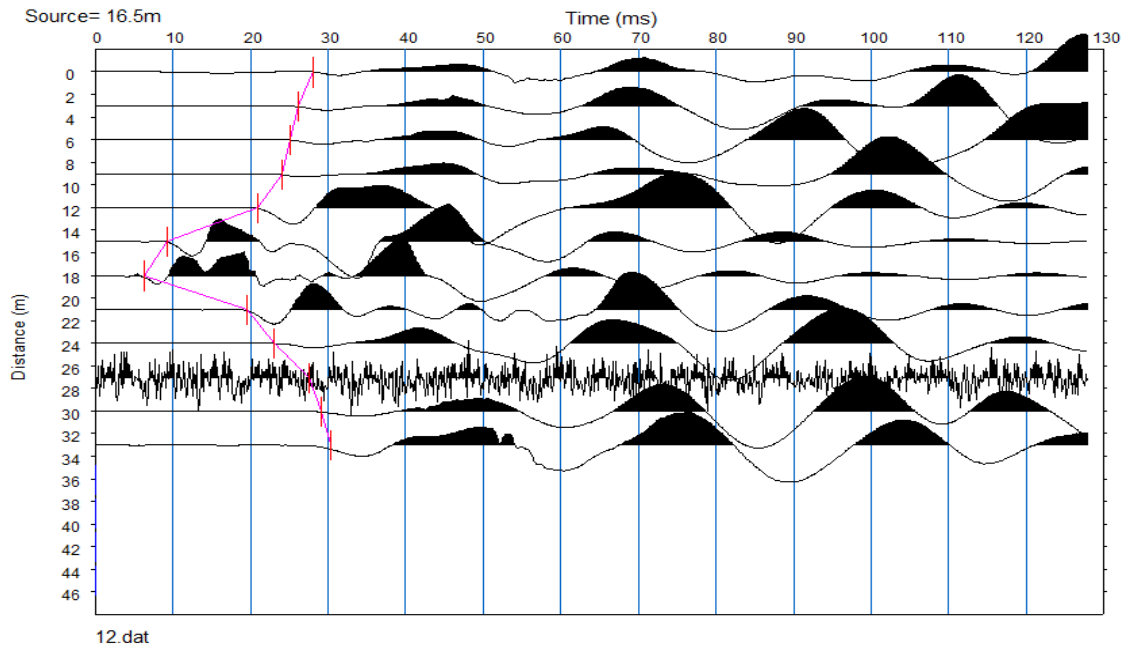


Fig.2. 15 Selección de primeras llegadas para la línea 5 disparo medio.

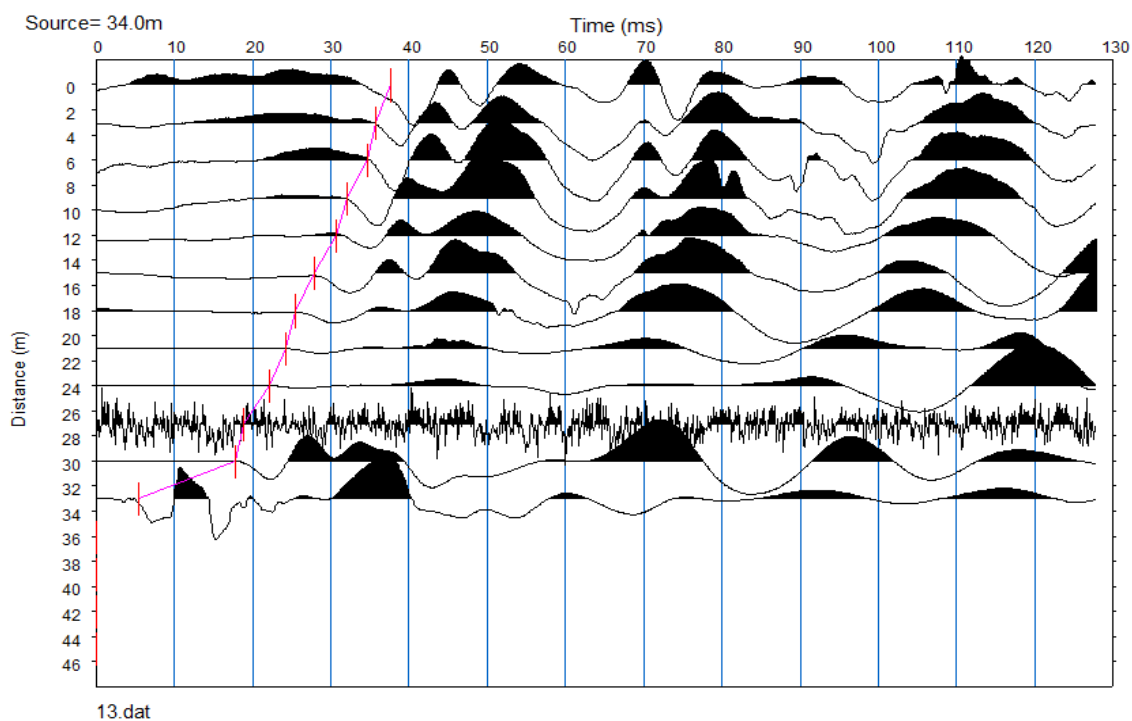


Fig.2. 16 Selección de primeras llegadas para la línea 5 contra disparo.

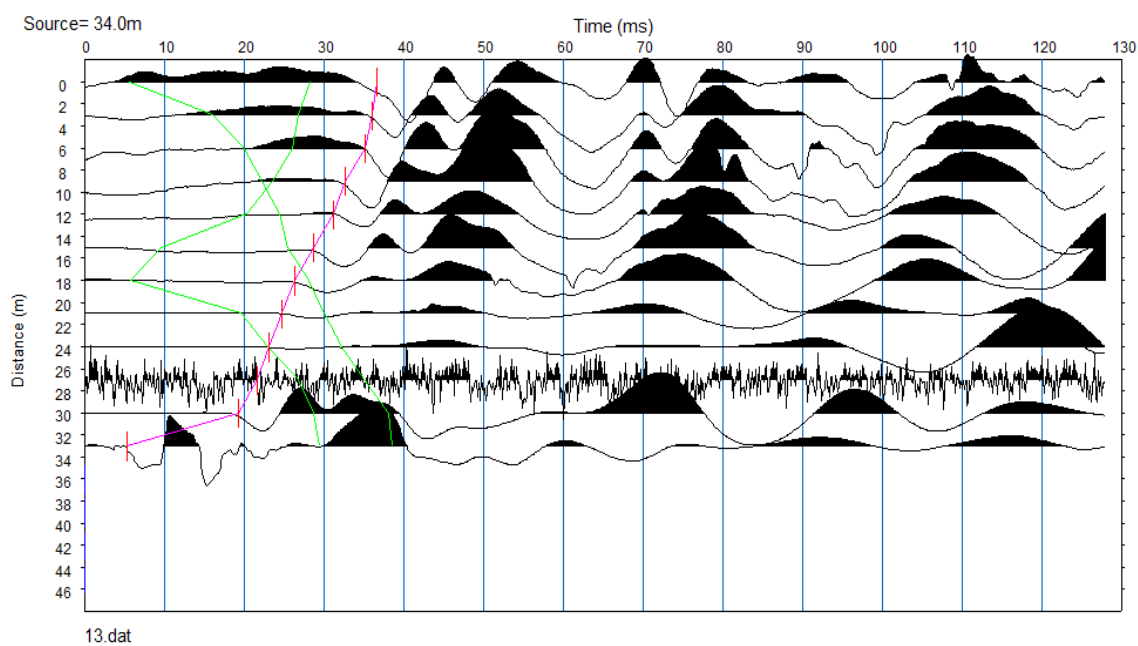


Fig.2. 17 Resultado de la selección de primeras llegadas para los disparos.

2.- Curvas Camino-Tiempo Domocronas.

La particularidad de este caso viene precisamente en las curvas C-T, en las cuales no es clara la asignación de capas y velocidades, o por lo menos son casos que pudieran prestarse a confusión, por lo cual pudiese variar bastante el modelado. En la figura 2.18 se observa la curva C-T, correspondiente a la línea 5 de este levantamiento, en la cual se puede observar dispersión en los datos, por lo cual la curva no presenta pendientes bien definidas para establecer la asignación de capas y sus velocidades correspondientes de manera previa a la inversión.

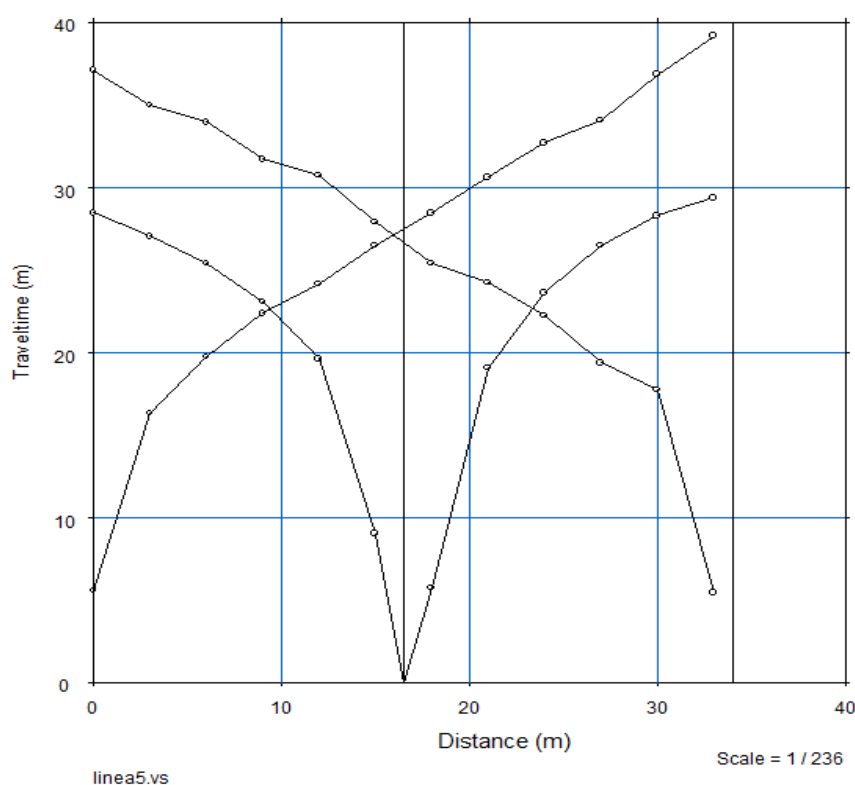


Fig.2. 18 Curva camino-tiempo línea 5.

3.- Inversión de las curvas C-T: de tiempo y distancia a modelos de velocidad:

Para este caso solo podemos asignar una capa con seguridad ya que los datos de la posible segunda capa son muy dispersos. Se presenta la curva calculada mediante la inversión de los datos hecha por el programa para la línea 5 de este levantamiento, adicionalmente de la curva C-T generada a partir de los datos observados.

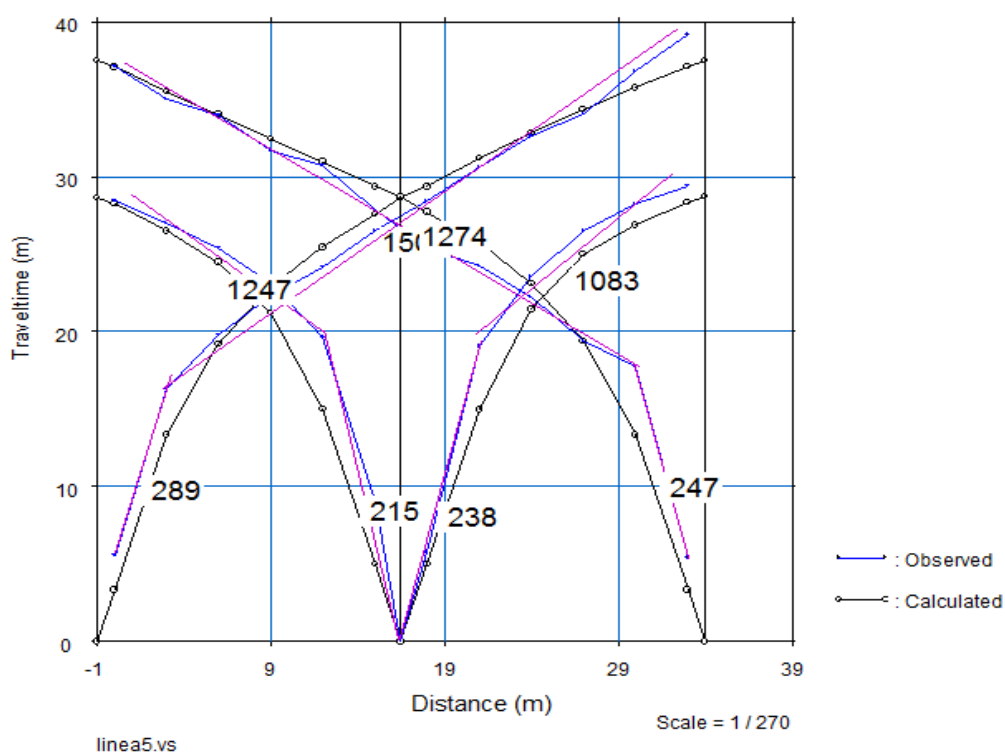


Fig.2. 19 Resultado de la inversión de datos línea 5.

De la figura 2.19 es posible observar el ajuste entre la curva camino tiempo generado a partir de los datos de adquisición (observada) y la curva

camino tiempo calculada por la inversión del programa (calculada). En este caso se presenta un ajuste poco cercano con un mayor error que para la línea 1, entre ambas curvas. Pero aun así muestra mucha similitud esto permite inferir que el modelo de velocidades a partir de la inversión puede acercarse a la realidad lo suficiente como para realizar el modelo de capas a partir del modelo de la inversión.

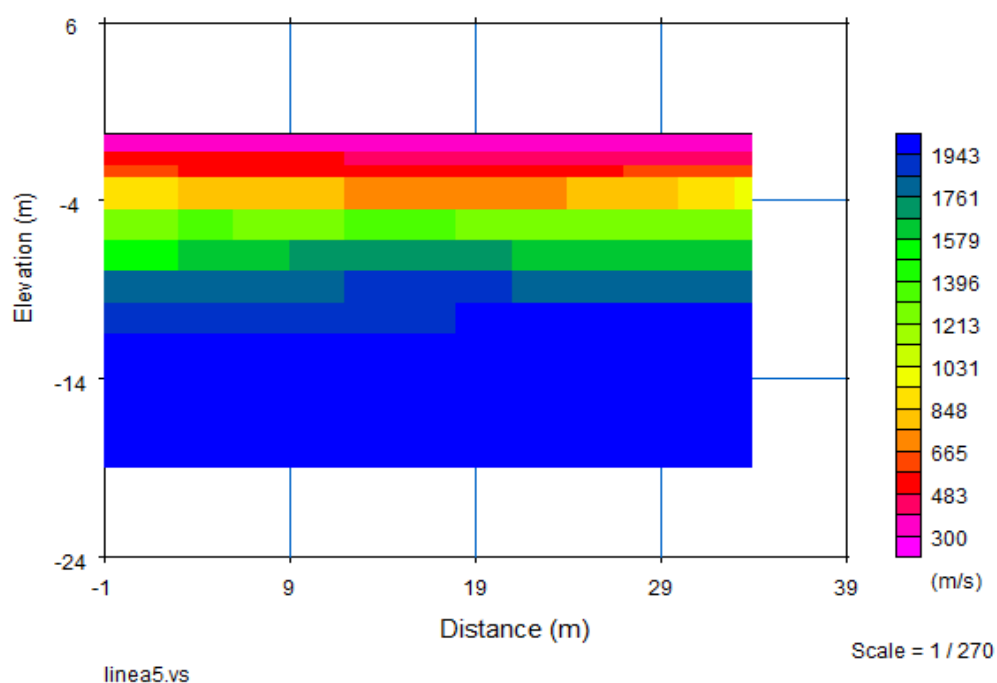


Fig.2. 20 Se presenta el modelo de variación de velocidades cuyo gradiente está representado por varios colores linea5. Nótese que a la derecha de la figura se presenta la escala grafica (cada color representa una velocidad).

Comparando los modelos de gradientes de la línea 1 (fig.2.11) y línea 5 (fig. 2.20) se observa una pequeña variación a la hora de identificar las capas en

la línea 5 (fig. 2.20) esto se debe a la dispersión de datos observada en la domocrona de la línea 5 (fig. 2.18).

4.- Se genera el modelo de capas.

Para la generación del modelo de capas, se observa el modelo de la inversión y verificamos que a pesar de la dispersión muy evidente a partir de la segunda capa se definen muy bien las 2 velocidades por lo que el modelo de capas queda de la siguiente manera.

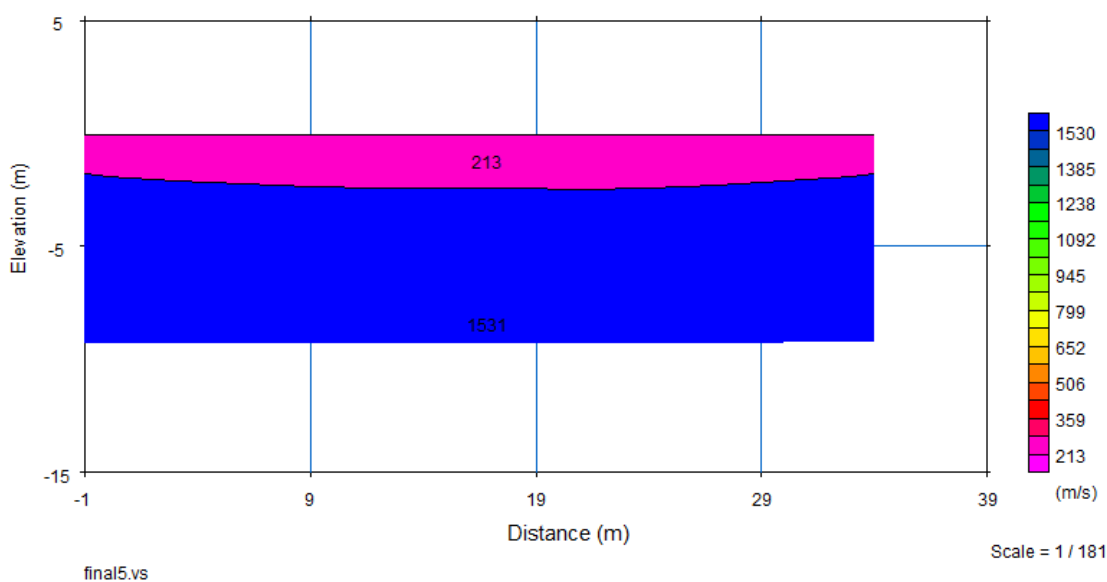


Fig.2. 21 Modelo de 2 capas de la línea 5 Laguna.

2.4.1.3 Procesado de datos para la línea 10 Camellón estacionamiento

En este caso se presenta el procesado de una línea de refracción con el mismo problema de la línea 5 el espacio en el terreno no te permite colocar los geófonos

en el intervalo de distancia original por lo que optamos por un arreglo de 4m entre geófonos y una línea de longitud de 44 metros.

1.- Selección de las primeras llegadas de la línea 10 Camellón.

N/n DE LINEA		10 CAMELLON
INICIO		FINAL
COORDENADAS UTM X	583856	583900
COORDENADAS UTM Y	2101145	2101138
ELEVACIÓN	2127M	
n/ DE CANALES	12	
DISTANCIA ENTRE GEOFONOS	4M	
POSICION DE LAFUENTE	-1, 22, 45M	
LONGITUD DE LINEA	44M	
LONGITUD DE REGISTRO	16.38 SEC	
INTERVALO DE MUESTREO	0.125 SEC	
CANTIDAD DE DISPAROS	8	
NOMBRE DE ARCHIVOS	1, 2 Y 3.DAT	
OBSERVACIONES		

Tabla.2. 4 Datos de la línea 10 Camellón.

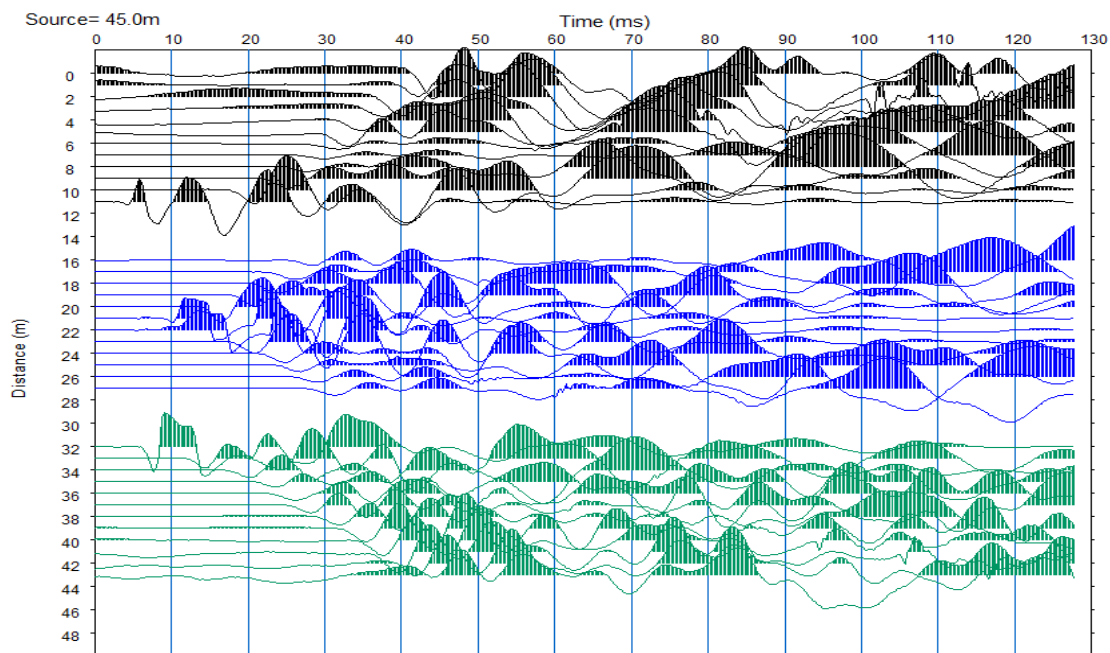


Fig.2. 22 Trazas de la línea 10 Camellón.

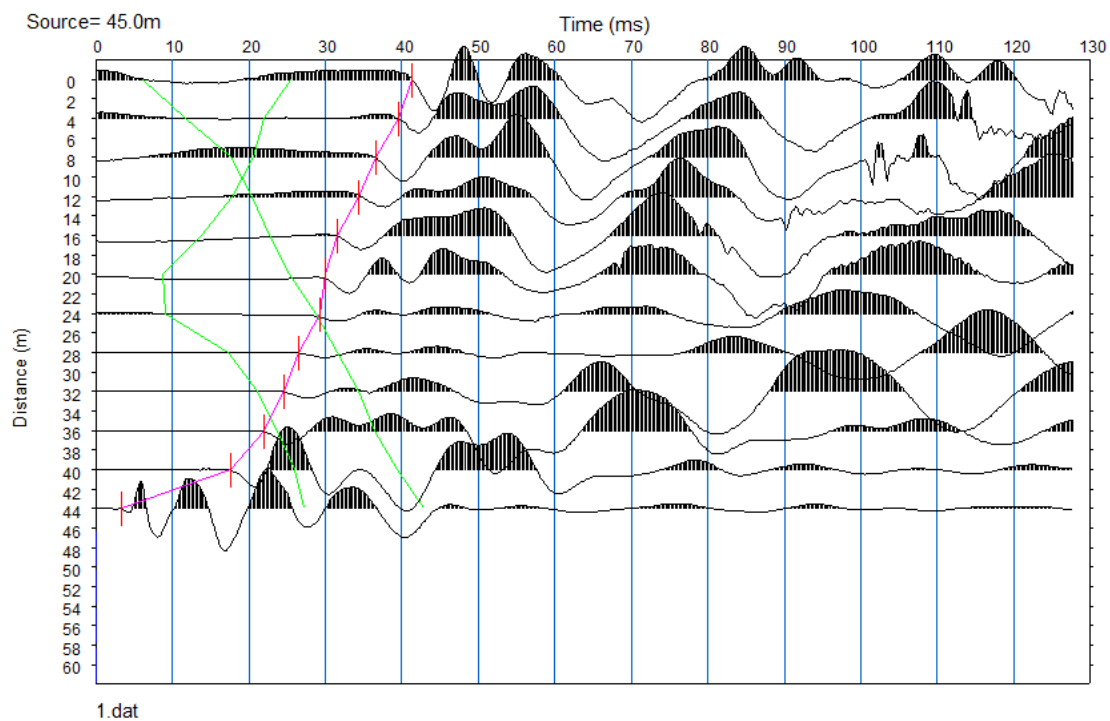


Fig.2. 23 Selección de las primeras llegadas línea 10.

2.- Curvas camino-tiempo Domocronas.

Las curvas camino tiempo de esta línea al igual que la anterior con el mismo problema de extensión nos muestra la dispersión de los datos, muy semejante a la línea 5.

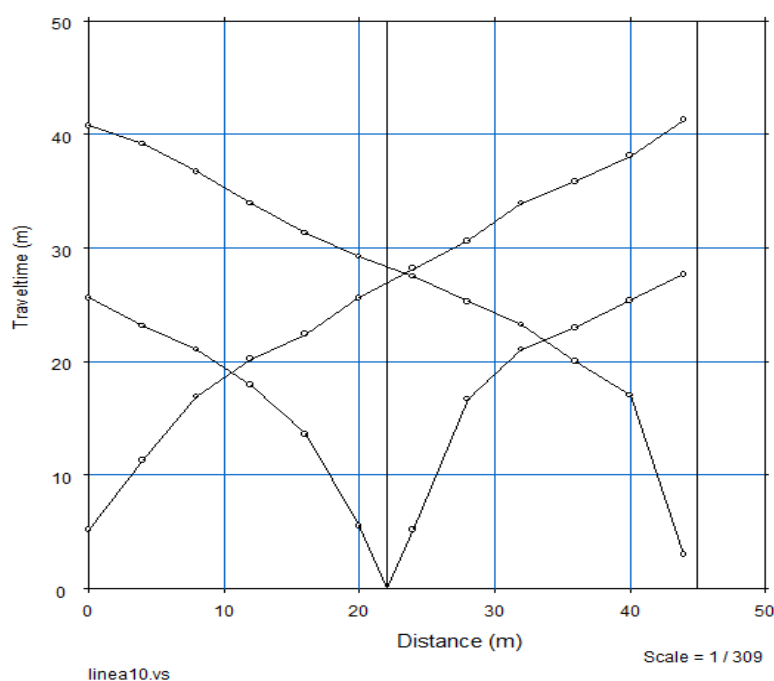


Fig.2. 24 Domocrona línea 10.

3.- Inversión de las curvas C-T.

Se muestran las curvas calculadas por el programa mediante la inversión de datos para la línea 10.

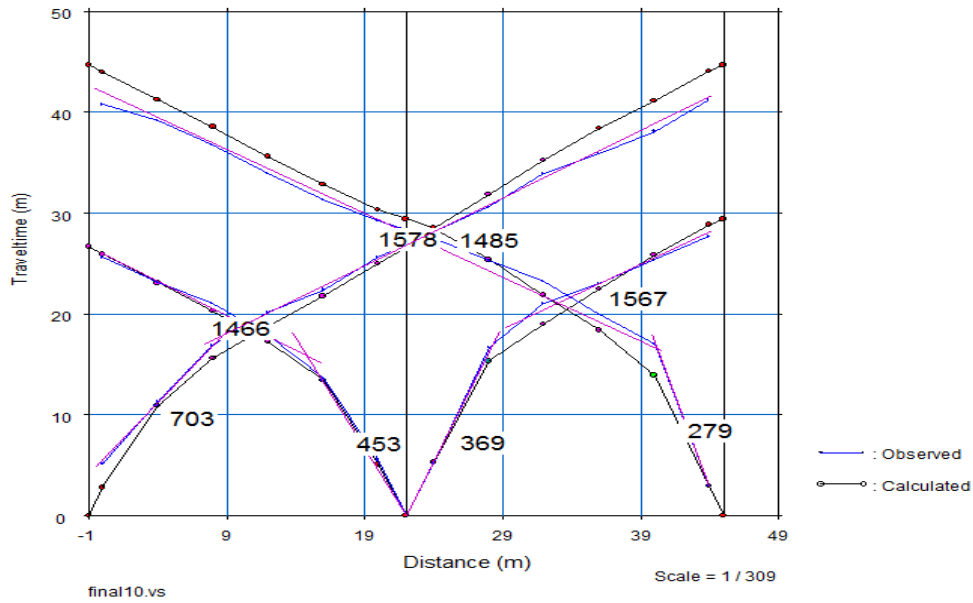


Fig.2. 25 Inversión de curvas C-T línea 10 Camellón.

4.- Modelo de capas.

Se elabora el mismo procedimiento de la línea anterior para este modelo de capas, por la variación del gradiente de velocidades.

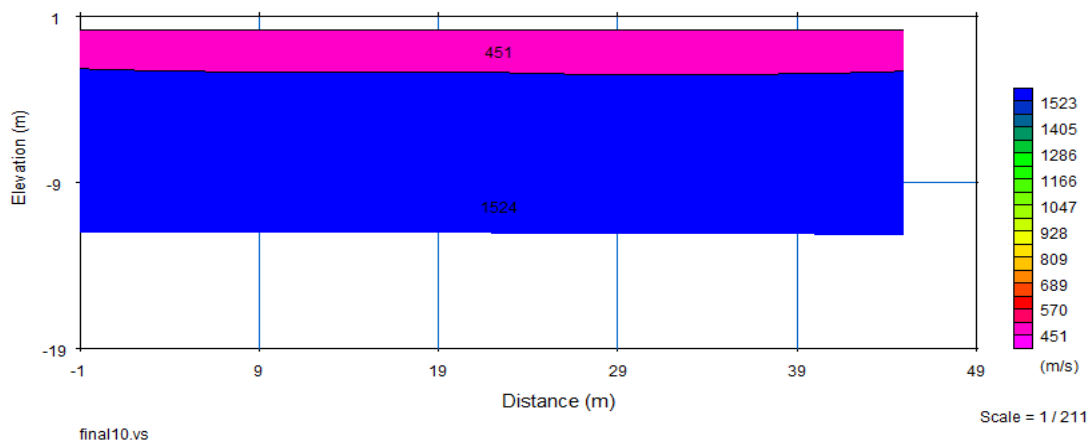


Fig.2. 26 Modelo de capas línea 10 Camellón.

2.4.2 Análisis de los casos particulares para las líneas 5 y 10

Dentro de todo el trabajo de campo realizado para este proyecto se sabía de antemano que el área de estudio sería algo complicado, por los espacios disponibles para líneas de refracción de longitud programada, se trató de adaptar los tendidos a los espacios, y en la mayoría de los casos se obtuvo un resultado muy favorable. El análisis en específico para estas 2 líneas de refracción es comparar las condiciones tanto del suelo como las condiciones del método y llegar a una conclusión acerca de lo que causó problemas a la hora del procesado.

1.- Condiciones del suelo y otras características.

Línea 5. La ubicación de la línea 5 que fue aproximadamente a 2 metros de la laguna, por lo que se tenía la seguridad de que el suelo estaba extremadamente saturado, lo que se sabía que podría causar aumento o disminución de velocidad en las ondas sísmicas; recubrimiento de pasto y árboles en ambos extremos de la línea de refracción.

Línea 10. Se encuentra a 300m de la laguna por lo que su saturación no es tan extrema, el área en su recubrimiento más somero se encuentra totalmente seco y expuesto, unas de las condiciones que podría ser factor para esta línea es

que se encontraba rodeada de una zona muy transitada y el estacionamiento de la Facultad de Ingeniería BUAP.

2.- Condiciones del método.

En el caso de líneas de refracción el método exige muchas condicionantes para ser efectiva una encuesta, como anteriormente se explicó (capítulo 1) la onda refractada tiene que viajar por el medio hasta encontrar el ángulo crítico para llegar a un receptor, el viaje el onda por una interfaz entre 2 medios es el generador de datos de velocidad.

Al comparar las condiciones de las dos líneas tanto en suelo y aplicación del método tenemos que las condiciones de saturación de la línea 5 es el menor problema, se sabe que la humedad en el suelo cambia la velocidad de las ondas pero no provoca una dispersión de datos. Ahora bien se tiene el cambio de longitud de las 2 líneas que al comparar esto con el resto de las líneas que no fueron modificadas y donde sus resultados fueron muy favorables, se llega a la conclusión que en estos 2 casos (línea 5 y 10) la disminución de la longitud fue la causa principal de los problemas generados al tratar los datos, ya que la longitud de la línea de refracción no fue la suficiente para que la onda viajara por la interfaz y recopilara datos de calidad para esta encuesta.

2.4.3 Módulo Geoplot

En este módulo del mismo paquete *Seismaller* se tiene la opción de darle el formato que se elija a los perfiles de velocidad de acuerdo al intervalo de velocidades que se obtuvo para cada capa.

Para tener un mejor control de dichos datos se dispuso a hacer una tabla con todas las velocidades de los tendidos correspondientes a las capas definidas en *Plotrefa*.

N. Línea	velocidad capa 1	velocidad capa 2	velocidad capa 3
1	415	1675	
2	330	1425	1512
3	561	1742	
4	370	1782	
5	213	1531	
6	422	828	1165
7	402	790	1916
8	319	1262	1779
9	448	1568	
10	451	1524	

Tabla.2. 5 Tabla de velocidades de las capas de los perfiles de refracción.

Con relación a la tabla 2.5 se realizó una tabla para designar los colores de acuerdo a las velocidades.

INTERVALO DE VELOCIDAD	COLOR
200 - 900 m/S	
901-2000 m/S	

Tabla.2. 6 Asignación de color a los rangos de velocidades.

Dependiendo de cada rango de velocidad se asignaran los colores mediante la tabla anterior para posteriormente elaborar los perfiles geológicos de cada una de las refracciones.

Perfiles de velocidades con el color asignado de las 3 de las líneas de refracción.

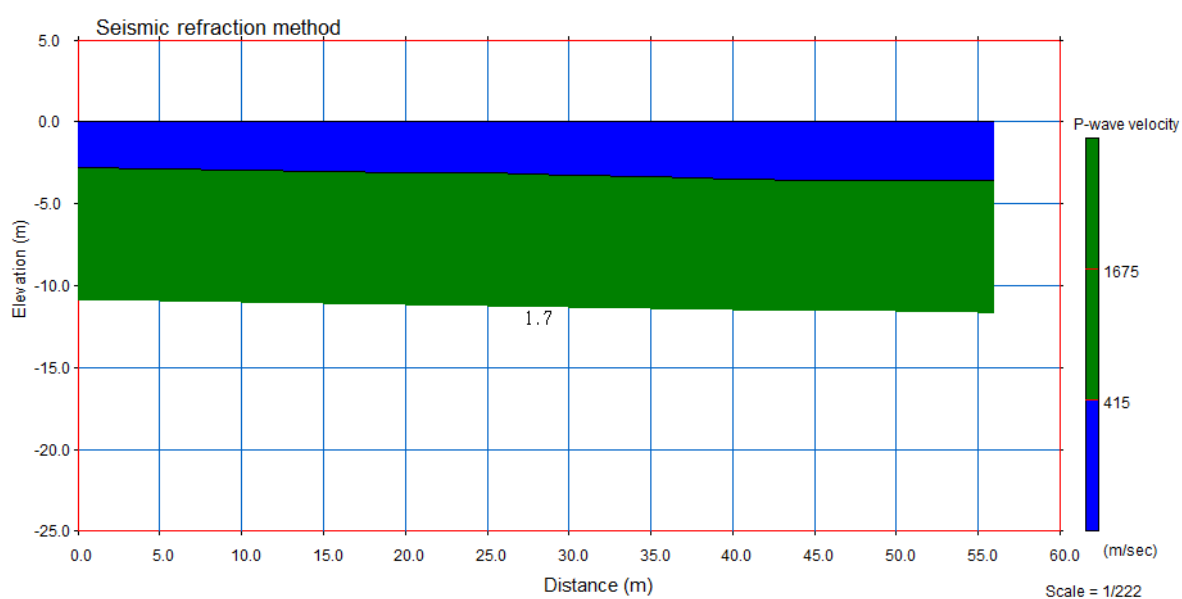


Fig.2. 27 Línea 1 Franquicias colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.

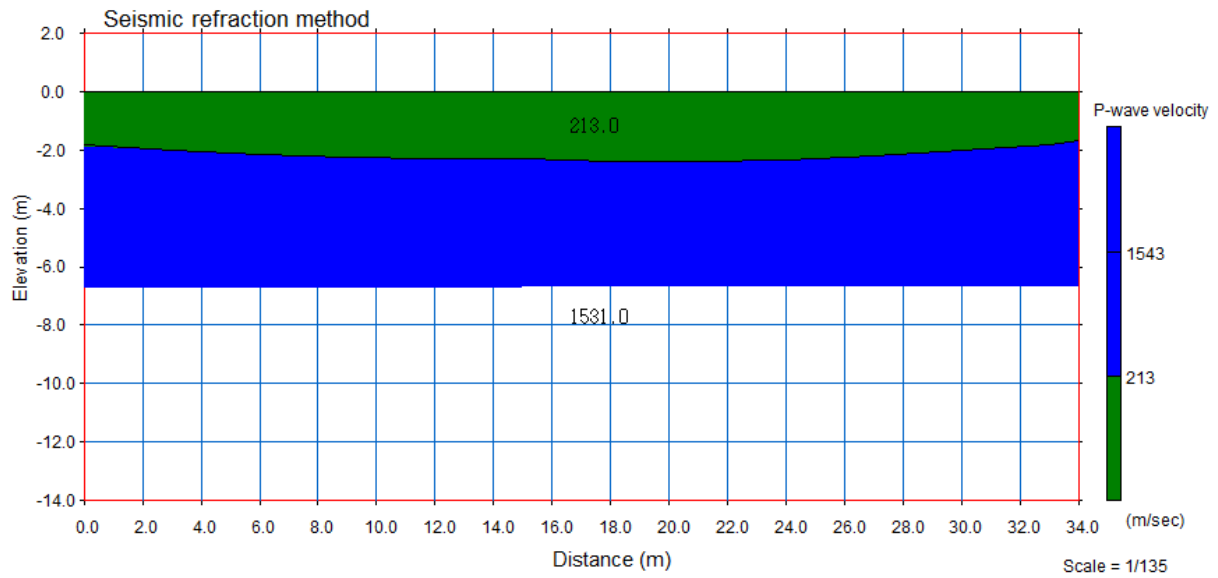


Fig.2. 28 Línea 5 Laguna colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.

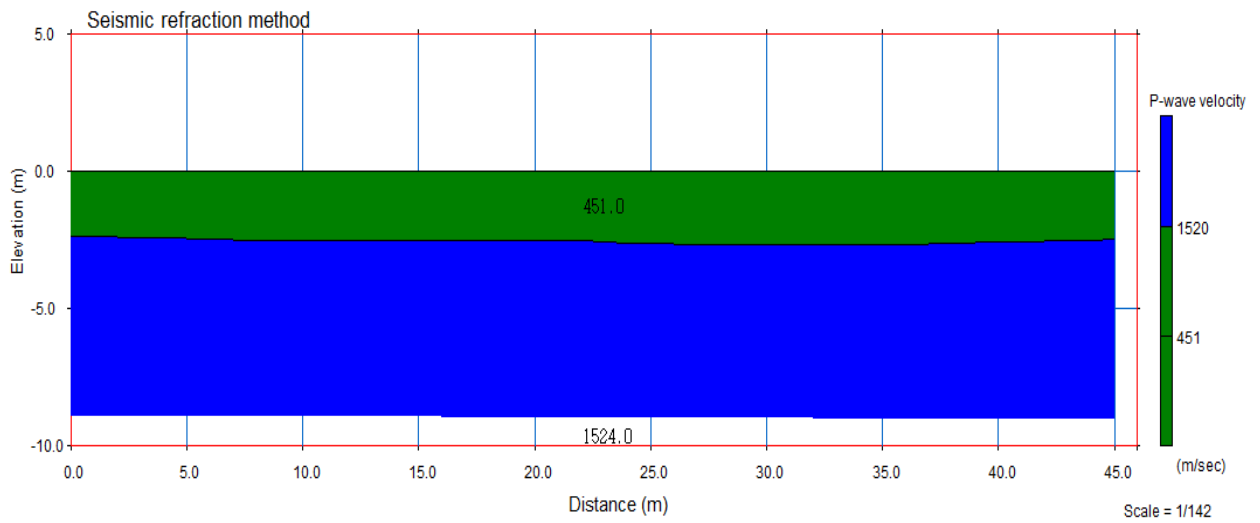


Fig.2. 29 Línea 10 Camellón colores de capas asignados en Geoplot en relación de la tabla de rangos de velocidades.

PERFIL	# DE CAPAS	VELOCIDADES	ESPESORES
1 FRANQUISIAS	2	415 1675	2.5M 9.5M
2 ELECTRONICA	3	330 1425 1512	4M 11M
3 Cs. QUIMICAS	2	561 1742	4M 7.5M
4 COMPUTACION	2	370 1782	4 M 8M
5 LAGUNA	2	213 1531	2M 4.5M
6 PARQUE BISENTENARIO	2	422 828 1165	5.5M 9.5M
7 FISICA	2	402 790 1916	12.5M 8M
8 RECTORIA	2	319 1262 1779	3M 12M
9 LAGUNA ARQUITECTURA	2	448 1568	4M 11M
10 CAMELLON ESTACIONAMIENTO	2	451 1524	2M 5M

Tabla.2. 7 Asignación de color a los rangos de velocidades.

En la tabla se muestra que la capa de menor velocidad 213-561 m/s muestra espesores de 2 a 5.5m y en el caso de la segundas capas de hasta 1916 m/s espesores que van desde los 4.5m a 12 m.

2.4.4 Perfiles geológicos en *autocad*

De acuerdo a la carta geológica de E14-2 *INEGI*, tablas de velocidades de propagación de la onda p en sólidos y los estudios realizados por el laboratorio de geofísica aplicada, se elaboraron perfiles geológicos a partir de los perfiles de velocidad de onda, en el software *AUTOCAD 2010* que permite importar directamente los perfiles de velocidad desde *Geoplot* con formato .dwg lo que facilitó la elaboración de los perfiles geológicos.

Para entender mejor el paso de los perfiles de velocidad a geológicos tenemos que: Para relacionar las velocidades de la roca a la litología, la suposición de que las rocas son uniformes e isotrópicas en la estructura debe ser revisada. Una textura típica de roca puede ser considerado como que tiene granos minerales que componen la mayor parte de la roca (la matriz), con el volumen restante está ocupado por el espacio vacío (los poros). El volumen fraccional de espacio poroso es la porosidad (ϕ) de la roca. Por simplicidad se puede suponer que todos los granos de la matriz tienen las mismas propiedades físicas. Esta es una sorprendentemente aproximación ya que los principales minerales que forman rocas cuarzo, feldespato y calcita, tienen propiedades físicas muy similares. En este caso, las propiedades de la roca a granel será un promedio de las propiedades de los minerales de la matriz y el líquido de los poros, ponderado de acuerdo con la porosidad. El caso más sencillo es para la densidad de una

roca, donde el ρ_b densidad aparente puede estar relacionado con la matriz y densidades de los fluidos de los poros (ρ_m, ρ_f): Kearey (2002:26)

$$\rho_b = \rho_f \phi + (1 - \phi) \rho_m$$

Para velocidad de la onda P existe una relación similar, pero la ponderación velocidad es proporcional al porcentaje de tiempo de viaje transcurrido en cada componente del sistema, que es inversamente proporcional a la velocidad, dando la relación:

$$\frac{1}{v_b} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{(1 - \phi)}{v_m}$$

De las ecuaciones anteriores es posible producir gráficos de trama cruzada (Fig.2.29) que permiten la estimación de la matriz de tipo de grano y la porosidad de una roca, puramente de la velocidad de la onda P y la densidad sísmica. Kearey (2002:26)

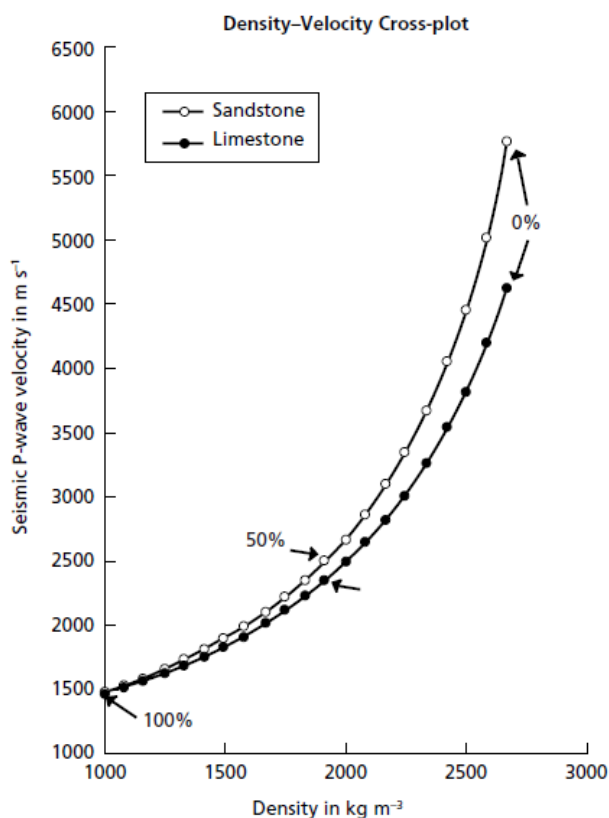


Fig.2. 30 La relación de la velocidad y la densidad sísmica con la porosidad, calculado para mono- minerales sólidos granulares: círculos abiertos - piedra arenisca, calculados para una matriz de cuarzo; círculos rellenos - piedra caliza, calculados para una matriz de calcita. Puntos anotados con el valor de porosidad correspondiente 0-100%. Tales relaciones son útiles en la interpretación de registros de pozo. Kearey (2002:26)

Los valores típicos velocidad de la onda compresional y rangos para una amplia variedad de materiales de la Tierra se dan la Tablas 2.5 y 2.6 de distintos autores para su comparación en valores de velocidad de propagación para distintos materiales.

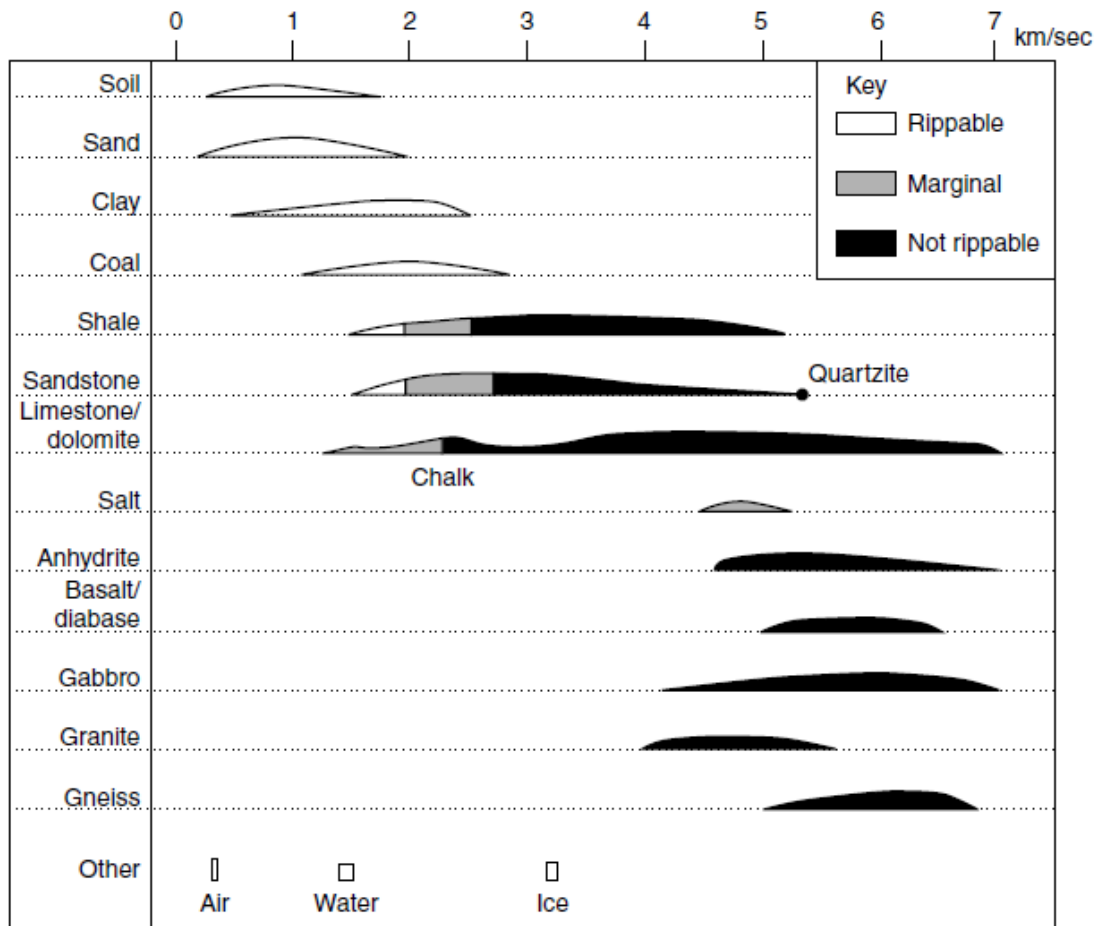


Tabla.2. 8 Asignación de color a los rangos de velocidades.

	v_p (km s ⁻¹)
<i>Unconsolidated materials</i>	
Sand (dry)	0.2–1.0
Sand (water-saturated)	1.5–2.0
Clay	1.0–2.5
Glacial till (water-saturated)	1.5–2.5
Permafrost	3.5–4.0
<i>Sedimentary rocks</i>	
Sandstones	2.0–6.0
Tertiary sandstone	2.0–2.5
Pennant sandstone (Carboniferous)	4.0–4.5
Cambrian quartzite	5.5–6.0
Limestones	2.0–6.0
Cretaceous chalk	2.0–2.5
Jurassic oolites and bioclastic limestones	3.0–4.0
Carboniferous limestone	5.0–5.5
Dolomites	2.5–6.5
Salt	4.5–5.0
Anhydrite	4.5–6.5
Gypsum	2.0–3.5
<i>Igneous/Metamorphic rocks</i>	
Granite	5.5–6.0
Gabbro	6.5–7.0
Ultramafic rocks	7.5–8.5
Serpentinite	5.5–6.5
<i>Pore fluids</i>	
Air	0.3
Water	1.4–1.5
Ice	3.4
Petroleum	1.3–1.4
<i>Other materials</i>	
Steel	6.1
Iron	5.8
Aluminium	6.6
Concrete	3.6

Tabla.2. 9 Velocidades de propagación onda p. Kearey (2002:27).

A partir de las tablas 2.6 y 2.7 tenemos una relación de velocidades de los perfiles de refracción.

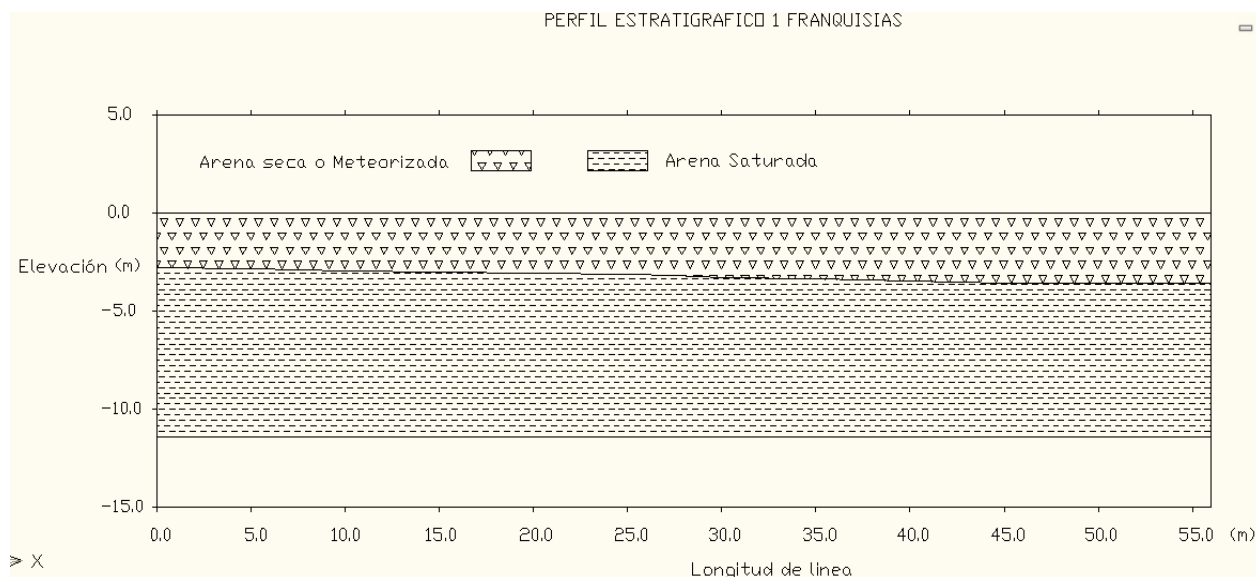


Fig.2. 31 Perfil geológico línea 1 Franquicias.

Como se puede observar en la figura 2.30 del perfil geológico de la línea 1 franquicias se obtuvo una profundidad de aproximadamente 12m con el arreglo normal de 5m de espacio entre geófonos, en comparación con la carta geológica E14-2 lo que se encontró fue arena saturada a la profundidad de 2.5m bajo el recubrimiento de suelo que con cuerda efectivamente con las tobas andesíticas antes mencionadas.

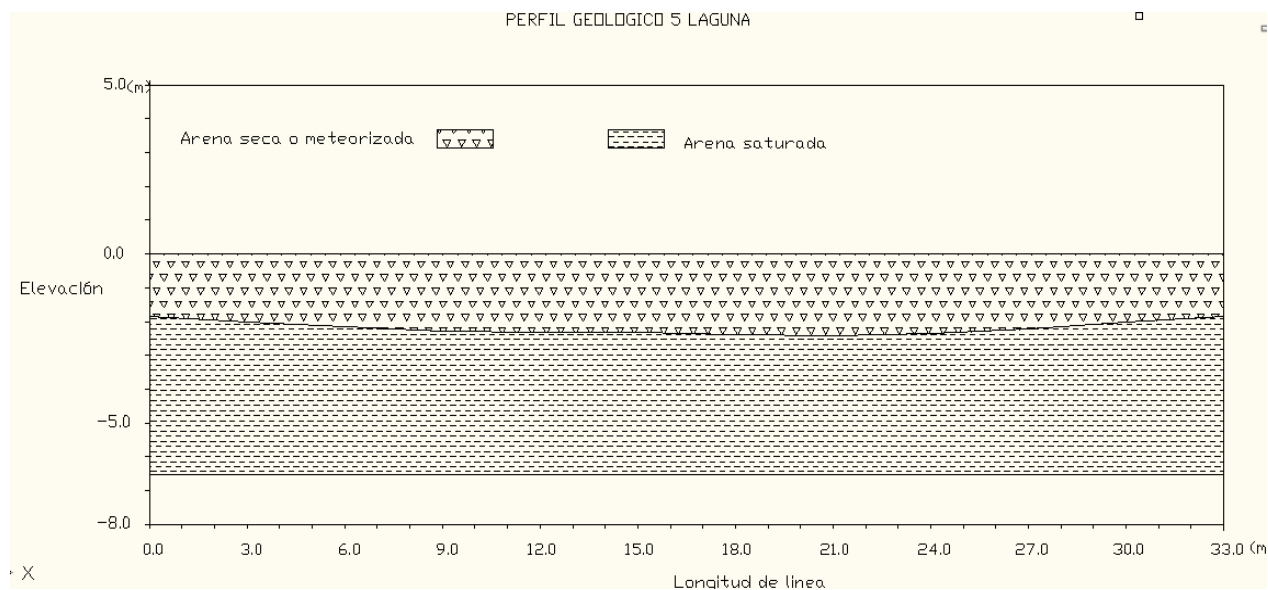


Fig.2. 32 Perfil geológico línea 5 Laguna.

En este caso la profundidad fue mucho menor solo se alcanzaron 6.5m una de las consecuencias de disminuir tanto un arreglo sísmico, este perfil nos proporcionó datos muy someros del área, aun así nos sigue mostrando el recubrimiento meteorizado de aproximadamente 2m.

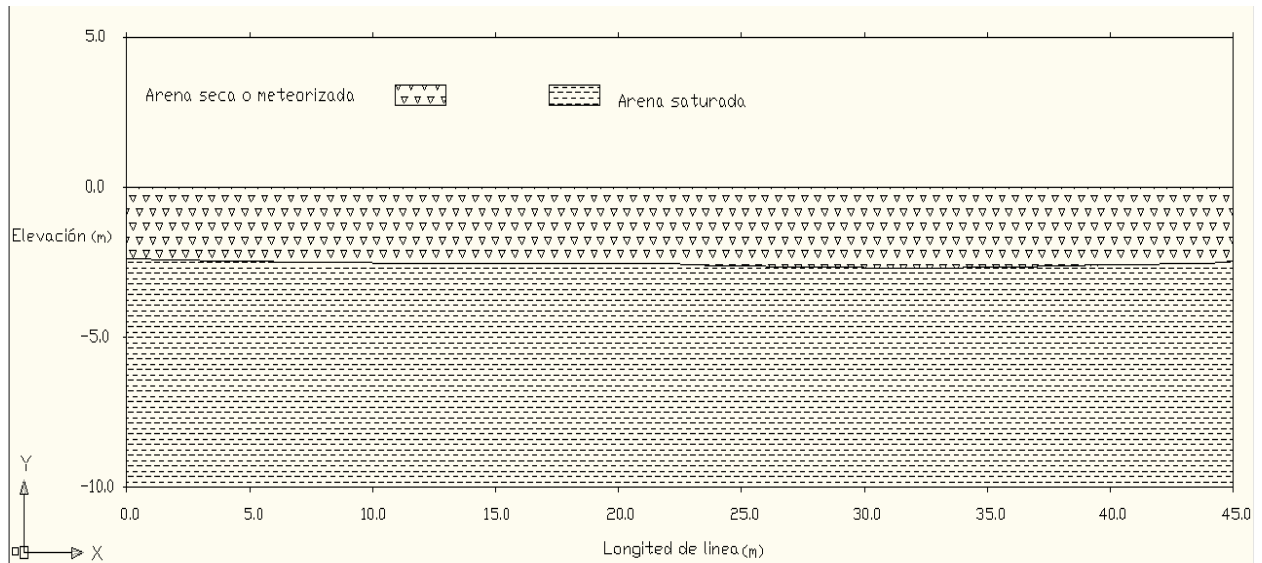


Fig.2. 33 Perfil geológico línea 10 Camellón.

En el último caso tenemos el mismo resultado profundidad de 10m pero nos sigue mostrando muy claramente los 2m aprox. De la arena meteorizada.

PERFIL	# DE CAPAS	TIPO DE ROCAS	ESPESORES	PROFUNDIDAD MAXIMA DEL PERFIL
FRANQUISIAS	1	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	2.5M 9.5M 12M
ELECTRONICA	2	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	4M 11M 15M
Cs. QUIMICAS	3	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	4M 7.5M 12M
COMPUTACION	4	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	4 M 8M 12M
LAGUNA	5	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	2M 4.5M 6.5M
PARQUE BISENTENARIO	6	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	5.5M 9.5M 15M
FISICA	7	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	12.5M 8M 21.5M
RECTORIA	8	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	3M 12M 15M
LAGUNA ARQUITECTURA	9	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	4M 11M 15M
CAMELLON ESTACIONAMIENTO	10	2	SUELO METEORIZADO TOBA ARENOSA	2M 5M 7M

Tabla.2. 10 Perfiles geológicos de los 10 tendidos sísmicos.

En la tabla se muestra la relación entre espesores y capas de los 10 tendidos sísmicos así como el material del cual están compuestas las capas que los conforman después del procesado de datos.

CAPÍTULO 3

INTERPRETACIÓN DE DATOS Y RECOMENDACIONES

Se procesaron 10 líneas de refracción sísmica. Este procesado confirmó la existencia de 1 horizonte de profundidad que dividen a estos modelos en 2 capas las mismas respuestas a lo largo del área de estudio. La primera corresponde a una capa cuya velocidad de acuerdo a la tabla 2.5 tiene un rango de 200 a 900 m/s de velocidad de onda P y la segunda en un rango de 901 a 2000 m/s, es de suma importancia señalar que los registros sísmicos adquiridos en campo presentaron en algunos casos ruido e interferencia (fig. 3.1) lo cual interfirió con la selección de algunas de las primeras llegadas de la onda P, por lo que en algunos casos se tuvo duda de la aproximación manual realizada en el software *Pickwin*.

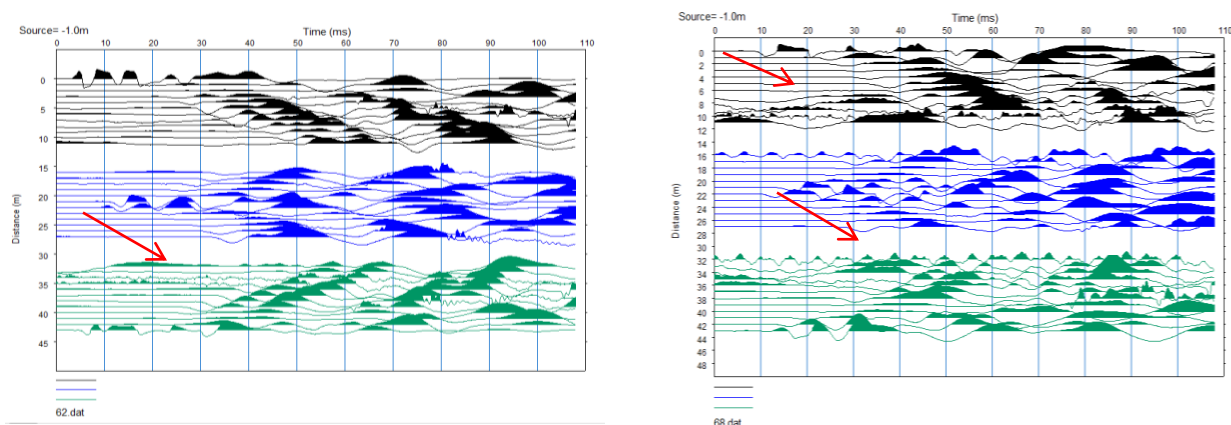


Fig.3. 1 trazas de líneas 1 y 3 respectivamente se observa ruido en algunas de las trazas.

Dentro de las últimas observaciones a los perfiles de velocidades y las tablas 2.6, 2.7 que se refieren a las tablas de velocidad de la onda P en rocas, la mayoría de las capas no sobrepasan los 1800 m/s de velocidad, pero en un caso particular en la línea 7 ubicado en la Facultad de Física una velocidad de 1917 m/s que por lo visto en las tablas está dentro del rango de las arcillas, esto se menciona ya que fue la mayor velocidad encontrada y que se aproxima mucho al rango de velocidad de las arcillas como se muestra en la tabla 2.6. Que de acuerdo a estudios previos de Román Castillo puede coincidir con lentejones de arcilla.

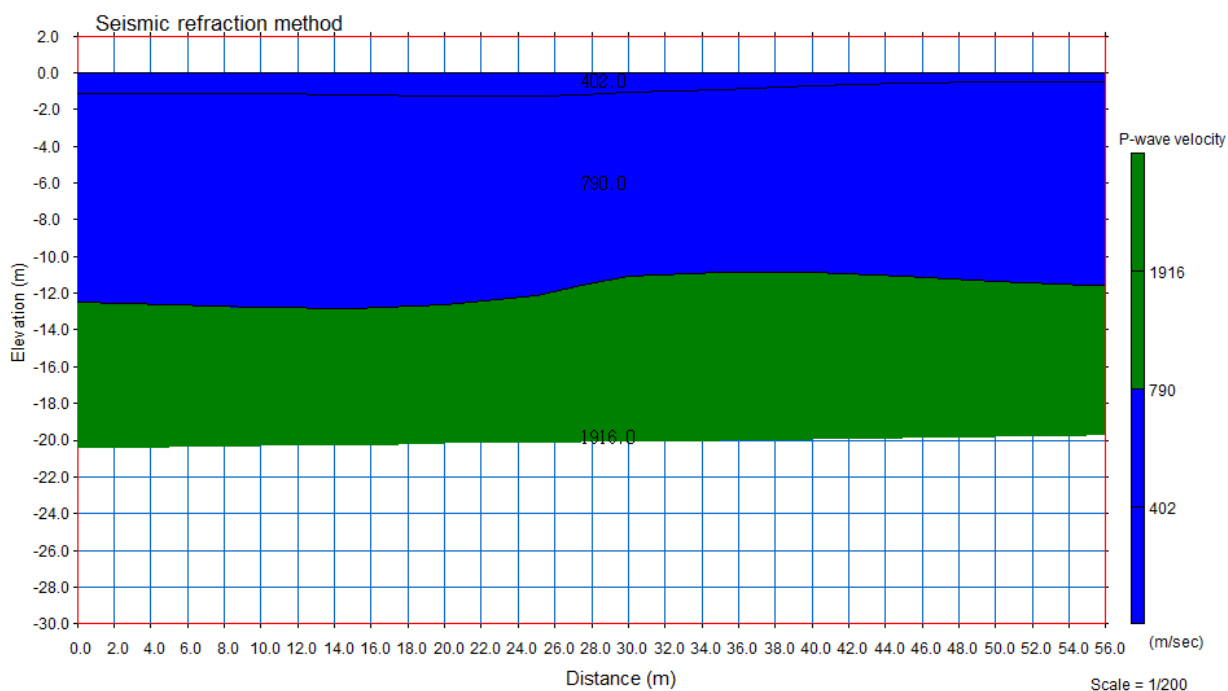


Fig.3. 2 Tomada de Anexos. Modelo de capas de velocidades de la línea 7.

Generalmente, el primer estrato está constituido por roca meteorizada o por sedimentos transportados. Su velocidad suele estar entre 300 y 800 m/s y su espesor alrededor de los 5 m. Cavada (2000:4).

De acuerdo a lo mencionado por cavada y la Tabla 2.7 Velocidades de propagación onda P. Kearey (2002:27), se deduce que los perfiles de las líneas de refracción una tienen una tendencia de la capa de suelo meteorizado, a aproximadamente 2 a 5 m de profundidad y en caso de las arenas saturadas una profundidad de 4 a 10 metros, lo que nos da una razón para pensar que en este caso la capa de 1916 m/s se trata de arcilla.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones:

De acuerdo a las tablas (2.7 Y 2.10) de perfiles geológicos en el área mapeada de CU se muestra como la capa de rocas meteorizadas cambia de espesor, al noreste de 4m y va aumentando hacia el noroeste para alcanzar los 12.5m, y al sur espesores aproximadamente constantes de 2 a 3m, estos espesores también indican la profundidad del horizonte de la toba arenosa que ya se había identificado anteriormente.

Recomendaciones:

Para el área de CU y otras en las mismas condiciones, muy urbanizadas se recomiendo un método menos invasivo, se puede imaginar que plantar 12 geófonos en 15 cm de profundidad no debería ser gran problema pero si los existen metros como REMI o microtremores donde se puede modificar o sustituir la pica del geófono por una placa metálica, funciona solo colocando los geófonos sobre el suelo y sin necesidad de una fuente ya que este método utiliza principalmente el ruido como fuente muestreo.

Resultaría muy interesante realizar un mapa geotécnico del área de CU (completa) utilizando varios métodos de prospección con diferentes brigadas de alumnos, que después puedan integrar datos y modelos con esto se lograría un

aprendizaje sobre la práctica y el resultado palpable de las campañas y relación de los métodos indirectos.

BIBLIOGRAFIA

Claerbout (1985). Fundamentals of Geophysics Data Processing. (1ra ed.) . Ed. Blackwell Scientific Publications.

Kearey (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. (1ra ed.) Ed. Blackwell Science Ltd.

Kumar & Rajput (2011). Exploration of Gas Hydrates. (2a ed.) Ed. Springer Heidelberg Dordrecht London.

Lowrie (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.

Milsom (2003). Field Geophysics. (1ra ed.) The Atrium Southern Gate, Chichester, West Sussex P019 8SQ, England. Ed. Wiley.

Milton (1988). Introduction to Geophysics prospecting. (2a ed.) Ed. Mc Graw-Hill International editions.

Mondouh, Gadallah & Fisher (2009).Exploration Geophysics.(1ra ed.) Ed. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.

Peralta (2007) Levantamiento sísmico de refracción somera y levantamiento geológico en el área de El Mamón, al norte del poblado de Urumaco, Estado Falcón, Tesis de Licenciatura, Universidad Simón Bolívar, Sartenejas.

Reynolds (1997) An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. (1ra ed.) Baffin's Lane, Chichester West. Sussex P019 IUD, England. Ed. Wiley.

Siñeriz J. (1928). Los Métodos Geofísicos de Prospección y sus Aplicaciones a la Resolución a varios Problemas Geológico - tectónicos. (1ra ed.) Ed. Instituto Geológico y Minero de España.

Telford, Geldart & Sheriff (1990). Applied Geophysics. (2a ed.) Ed. Press Syndicate of the University of Cambridge. The Pitt building, trumping ton street, Cambridge CVZ IRP 40 West 20th Street, New York NY 10011, USA.

ANEXOS

Ondas sísmicas: Las ondas sísmicas son paquetes de energía de deformación elástica que se propagan hacia el exterior a partir de una fuente sísmica, como un terremoto o una explosión. Fuentes adecuadas para estudios sísmicos suelen generar trenes de ondas de corta duración, conocidas como pulsos, que por lo general contienen una amplia gama de frecuencias. En este supuesto las velocidades de propagación de impulsos sísmicos se determinan por los módulos elásticos y las densidades de los materiales a través del cual pasan. Hay dos grupos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo y ondas superficiales. Kearey et. al (2002: 21)

Ondas de cuerpo: Las ondas de cuerpo se puede propagar a través del volumen interno de un sólido elástico y pueden ser de dos tipos. Las ondas de compresión (las ondas P longitudinales o primarias) la propagación de tensión uniaxial a la compresión y de dilatación en la dirección de desplazamiento de onda. El movimiento de las partículas asociado con el paso de una onda de compresión implica la oscilación, alrededor de un punto fijo, en la dirección de propagación de la onda. Ondas de corte (transversal, secundarias u ondas S) se propagan por una deformación por esfuerzo cortante puro en una dirección perpendicular a la dirección de desplazamiento de onda. Los movimientos de partículas

individuales implican la oscilación, alrededor de un punto fijo, en un plano en ángulo recto a la dirección de propagación de la onda. Las respectivas velocidades de las ondas P y S dependen solamente de las propiedades elásticas y de la densidad del medio. Y el análisis de los módulos de: Kearey et. al (2002:22)

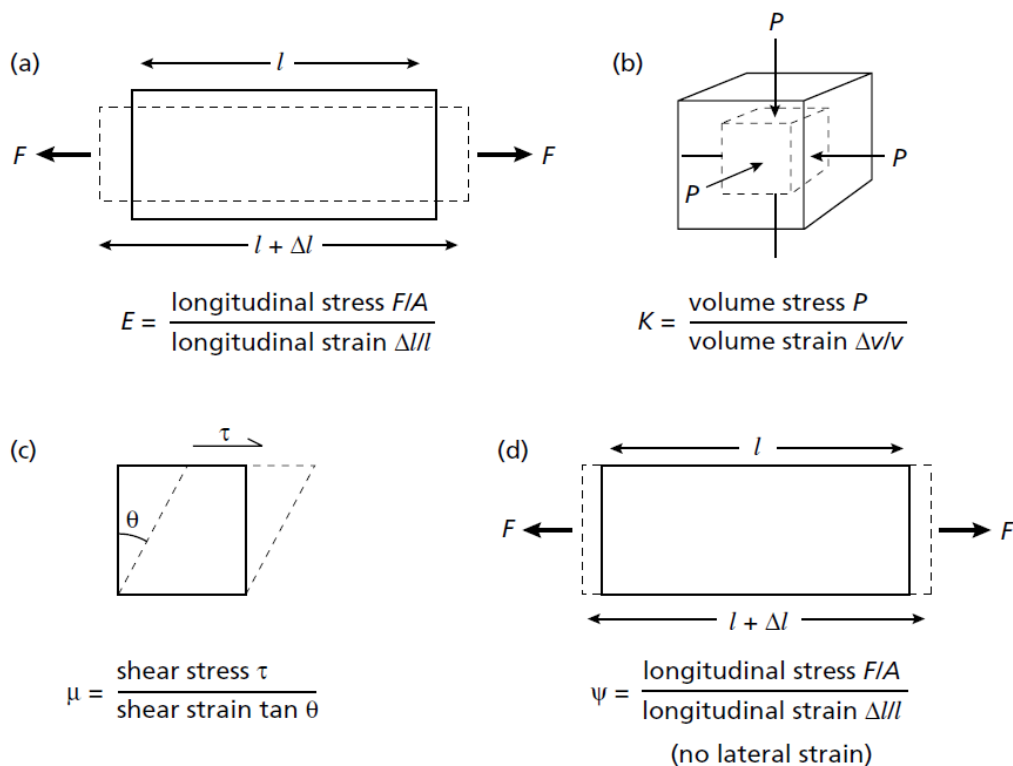


Fig. 1.1 Módulos elásticos a) módulo de Young's (tención longitudinal / deformación longitudinal) **E**, b) módulo de Bulk (tensión volumétrica /deformación volumétrica) **K**, c) módulo de cizalla (tención de cizalla / deformación de cizalla) **μ**, d) modulo Axial (tención longitudinal / deformación longitudinal) **ψ** sin tención lateral. Kearey et. al (2002:23).

$$v_p = \left[\frac{\psi}{\rho} \right]^{1/2} \quad \psi = K + \frac{4}{3}\mu, \quad v_p = \left[\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right]^{1/2}$$

$$v_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2}$$

Fig 1.2 Formulas de velocidades de las ondas de cuerpo primarias y secundarias respectivamente en donde ρ es la densidad del material. Kearey et. al (2002:23).

Se verá a partir de estas ecuaciones que las ondas de compresión siempre viajan más rápido que las ondas de corte en el mismo medio. La relación v_p / v_s en cualquier material está determinado únicamente por el valor de la relación de Poisson(ν) y puesto que la relación de Poisson para rocas consolidadas es típicamente aproximadamente 0,25, $v_p \approx 1.7 v_s$.

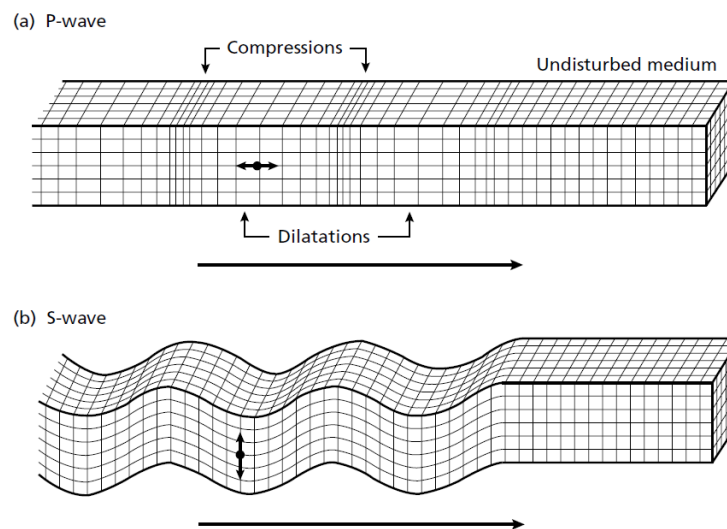


Fig. 1.3. Desplazamiento a) ondas P. b) ondas S. Kearey et. al (2002:24)

Ondas superficiales: Así como las ondas de cuerpo sísmicos pueden ser clasificados como P o las ondas S, hay dos categorías de las ondas sísmicas de superficie, a veces conocidos colectivamente como L-ondas, y se subdividen en las ondas Rayleigh (LR) y ondas Love (LQ), que se distinguen unos de otros por los tipos de movimiento de las partículas en sus frentes de onda. En la descripción de las ondas de cuerpo, el movimiento de las partículas en el frente de onda se resolvió en tres componentes ortogonales - una vibración longitudinal paralelo a la trayectoria del rayo (el movimiento de la onda P), una vibración transversal en el plano vertical que contiene la trayectoria del rayo (la cizalla vertical o de onda SV). Estos componentes de movimiento, restringidos a las capas superficiales, también determinan el movimiento de las partículas y el carácter de los dos tipos de ondas superficiales.

Ondas Rayleigh : estas se distinguen generalmente por sumovimiento elíptico retrogrado de la partícula además de que no se limitan a los medios sólidos como las ondas de cizalla y su velocidad es menor a las ondas de cuerpo.

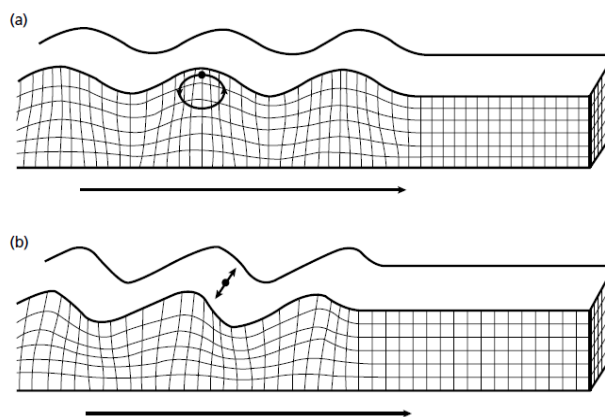


Fig 1.4 a) ondas Rayleigh, b) ondas

Love. Kearey et. al (2002:25)

Ondas Love: Las ondas de Love son ondas de cizalla, que oscilan solo en el plano horizontal, es decir las ondas de Love son ondas de cizalla horizontalmente polarizadas.

Principio de Huygens.

Principio de Huygens puede afirmar: "Todos los puntos de un frente de onda pueden ser considerados como fuentes puntuales para la producción de nuevas ondas esféricas; el nuevo frente de onda es la superficie tangencial (o envolvente) de las ondas secundarias.

Principio de Huygens

Principio de Huygens puede afirmar: "Todos los puntos de un frente de onda pueden ser considerados como fuentes puntuales para la producción de nuevas ondas esféricas; el nuevo frente de onda es la superficie tangencial (o envolvente) de las ondas secundarias.

Controlador del sismógrafo o Seismodule Controller



El controlador del sismógrafo es una de las herramientas más importantes en campo, para informarle a nuestro sismógrafo de qué clase de arreglo se trata, a qué distancia estarán los geófonos, donde estará colocado el punto de tiro, cuantos pulsos serán para el apilamiento, y de más detalles de una línea de tendido sísmico.

Generalidades: Es muy importante conocer los parámetros que pide el controlador y tener muy en claro que tipo de arreglo este utilizando, a continuación algunas generalidades de este software.

Al abrir el controlador se mostrará una ventana en donde tienes que elegir que instrumento a utilizar.

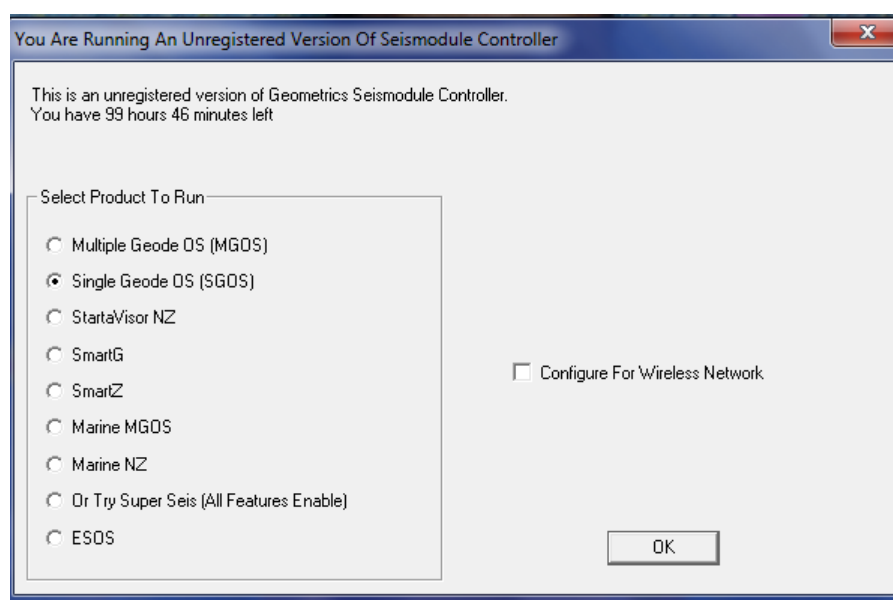


Fig 1.5 Seismodule Controller: elección del instrumento.

A continuación se desplegará una ventana con un pequeño diagrama de un tendido el cual tu podaras modificar a voluntad, una ventana con la información mas reciente del controlador , otra mas que es el monitor de ruido y por ultimo la ventana donde registraran los stacks.

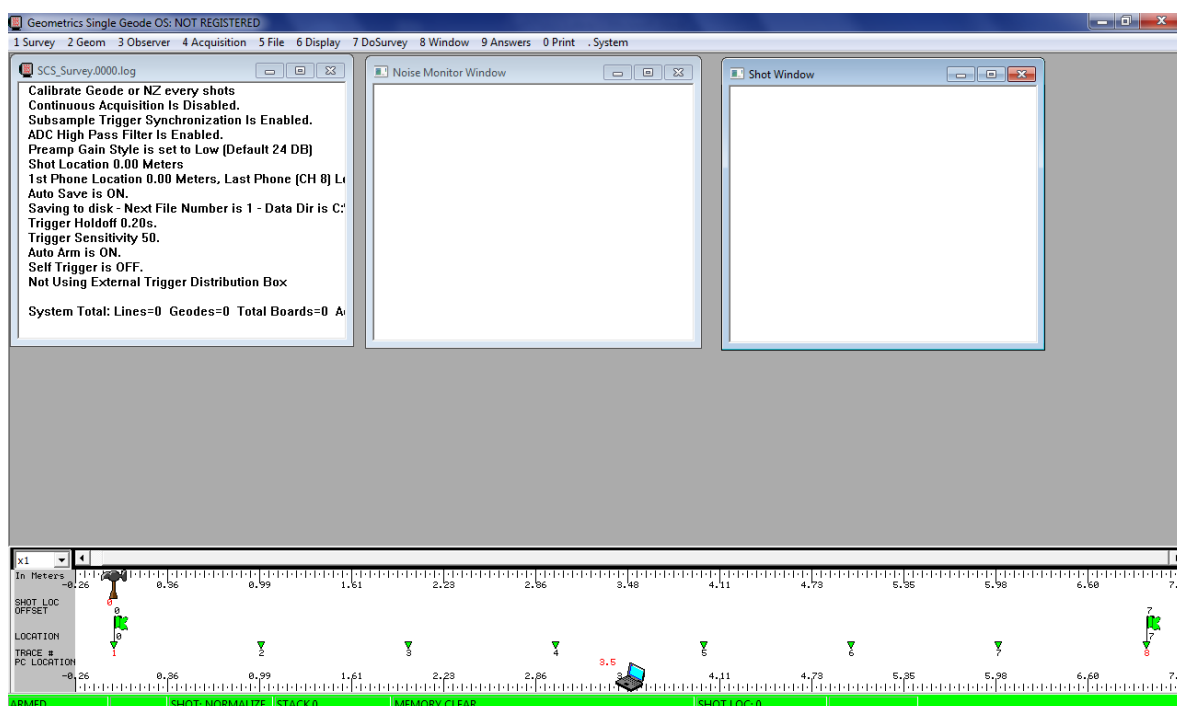


Fig. 1. 6 Ventana inicial .

Se pedirán los datos de tu tendido en caso contrario puedes ir a la barra de herramientas y especificarlos. Por ejemplo se le debe de dar un nombre al proyecto y a la línea de tendido en la que vas a trabajar.



Fig. 1.7 Barra de herramientas.

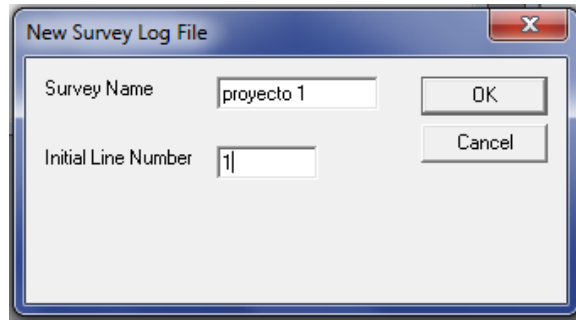


Fig.1. 8 Formato de nombre del proyecto.

A continuacion podremos especificar que modelo se necesita si refraccion o refleccion.

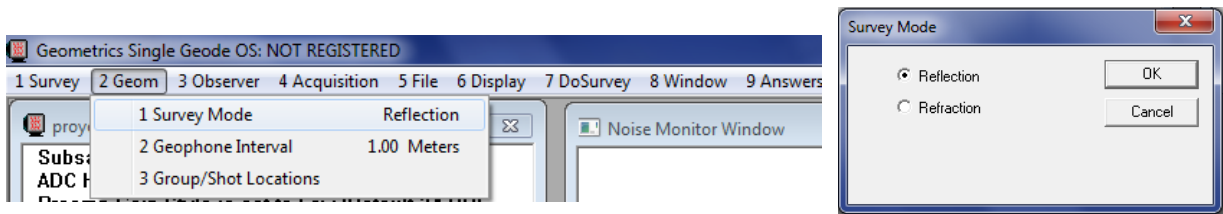


Fig. 1. 9 Elección del modo en que se desea trabajar.

Y en este mismo apartado se prodra designar el intervalo entre geófonos y la localización del tiro asi como la cantidad de golpes para el apilamiento y registro.

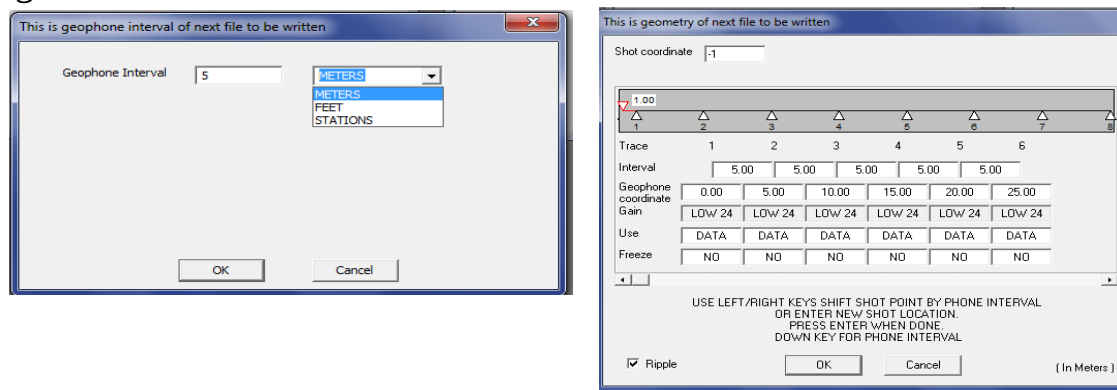


Fig. 1.10 Configuración de los Geófonos.

En la herramienta de acquisition se puede configurar otros aspectos del tendido por ejemplo longitud de registro, determinacion de algunos filtros, etc.

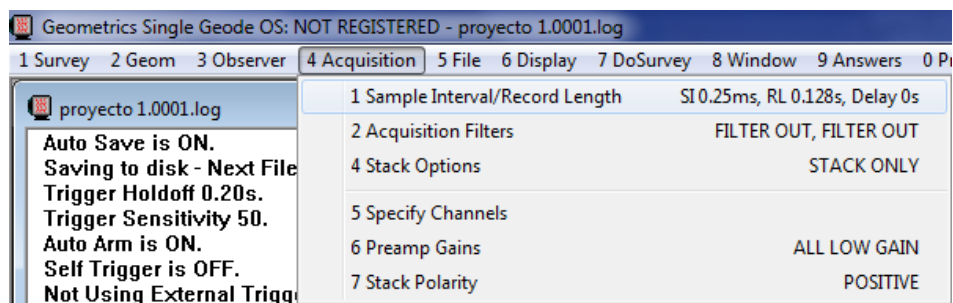


Fig. 1.11 Herramienta Acquisition.

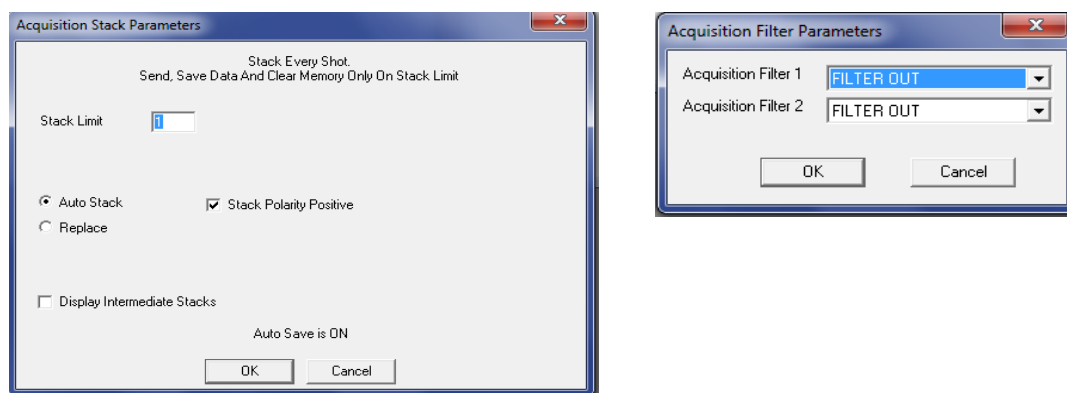


Fig. 1.12 Determinación del numero de golpes y filtros.

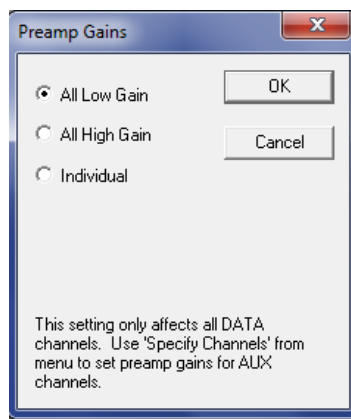


Fig. 1.13 La ganancia es un tipo de corrección de amplitud de onda que se le da a cada geófono dependiendo de las condiciones de ruido que existan el medio donde se lleva a cabo la toma de datos.

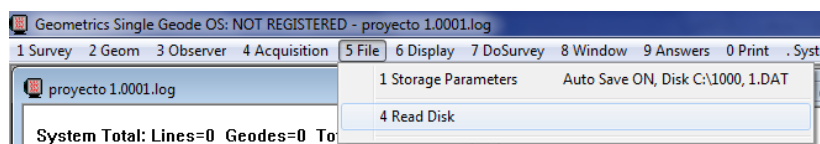


Fig. 1. 14 En el apartado 5 tenemos la información de del nombre y en donde se guardaran los datos, por lo general este controlador genera una carpeta por si solo para guardarlos pero también le puedes dar la instrucción de cambiarlos de lugar. En este mismo apartado podemos abrir registros guardados anteriormente.

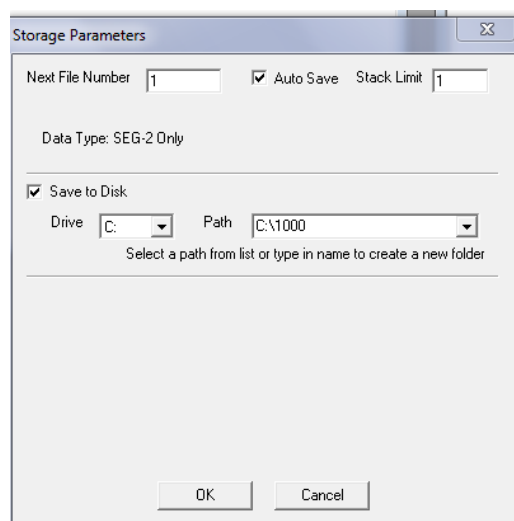


Fig. 1.15 Formato de la ubicación de tu documento de las líneas de refracción.

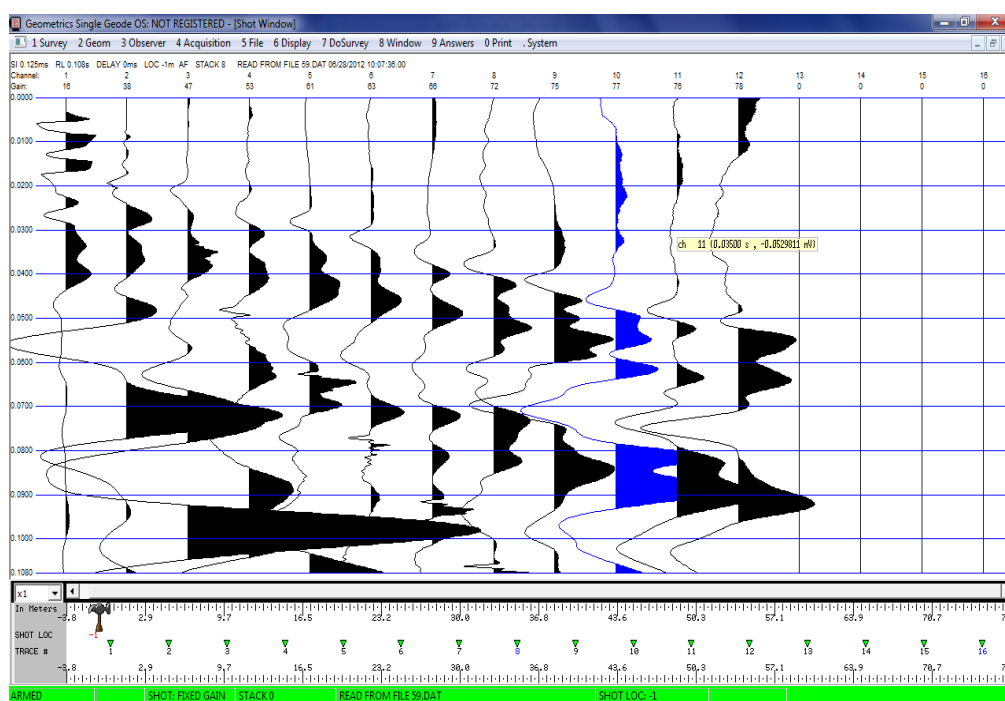


Fig. 1.16 Trazas de un archivo ya existente.

Como podemos observar el controler sismaller es muy fácil de utilizar solo debemos de conocer los aspectos necesarios para una campaña de datos exitosa.

SEISIMAGER Y TOMOGRAFÍA SÍSMICA

SeisImager es el paquete de computación generado por Geometrics, mismo que elaboró los equipos de adquisición usados para este proyecto. Está conformado por cuatro módulos que sirven para analizar datos de refracción y para el análisis de ondas de superficie, entre otros. Estos módulos se llaman Pickwin, Plotrefa, WaveEq, Geoplot y son los módulos que conforman el programa SeisImager/2D. Para el desarrollo de este trabajo resultaron de vital utilidad los dos primeros módulos.

A través del módulo Pickwin, se lleva a cabo el primer paso en el procesamiento de los datos permitiendo realizar la selección de primeras llegadas, para luego con el módulo Plotrefa, llevar a cabo la inversión sísmica de los datos y de esta manera generar el modelo de capas. El módulo Plotrefa ofrece tres diferentes técnicas para la inversión de los datos: “the time-term method”, el método de reciprocidad generalizada y la Tomografía sísmica. Los dos primeros están basados en tiempos de retraso; la principal diferencia radica en el método con que calculan dichos tiempos. Peralta (2007:26).

Módulo Pickwin

En este módulo se identifican y seleccionan las primeras llegadas a partir del registro descargado directamente del sismógrafo. Posteriormente se guardan los resultados y se abren directamente en Plotrefa (formato SEG-2). Una vez leídos los datos, el usuario puede manipular el aspecto de éstos con el fin de mejorar y facilitar la selección de las primeras llegadas, de ser necesario. El programa ofrece múltiples opciones para el filtraje de los datos, de aumento o disminución de la ganancia, además de permitir visualizar y modificar la geometría del tendido, de la misma manera que es posible hacer en el sismógrafo.

Módulo Plotrefa

En este módulo se realiza el resto del procesamiento de los datos. Los datos de entrada son los provenientes del módulo Pickwin donde se seleccionan primeras llegadas. Una vez leídos los datos, es posible aplicar cualquiera de las tres técnicas de inversión que ofrece. En este módulo se realizan los pasos restantes para llegar al resultado deseado, el modelo de capas. Entre los distintos pasos necesarios se encuentran la identificación de las dromocronas, número de capas y sus velocidades correspondientes; finalmente el programa realiza la inversión a través de la tomografía, método relacionado en nuestro caso, generando el modelo de capas, como resultado final. Peralta (2007:26)

Tomografía Sísmica

Para llevar a cabo el método de tomografía de refracción sísmica, resulta necesario generar un modelo de velocidades inicial a través del cual se rastrean los rayos de manera iterativa a través de éste y se comparan el tiempo de viaje calculado con el tiempo de viaje observado, modificando así el modelo. La repetición del proceso puede realizarse hasta que la diferencia entre los tiempos calculados y observados (medidos) se minimice. Peralta citando a Mason I, (1981). El objetivo de realizar la *tomografía* en el programa *SeisImager* es conseguir el mínimo tiempo de viaje entre la fuente y el receptor para cada par fuente- receptor. La resolución se realiza a través de un planteamiento aproximado del problema y una ecuación para los tiempos de viaje. Para esto es necesario usar l (parámetro de rayo) y s (lentitud o inverso de la velocidad).

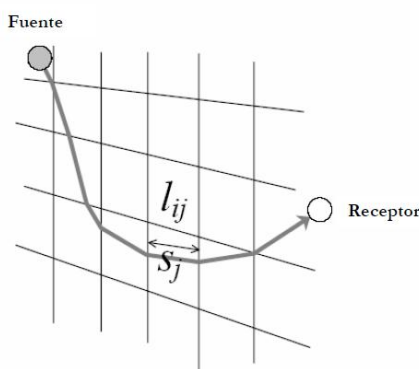


Fig. 1.17 Esquema planteado para la inversión. (Modificado del Manual de SeisImager)

A partir de la figura tenemos: $s = \frac{l}{v}$

Donde $S =$ lentitud , $l =$ parámetro de rayo y $v =$ velocidad.

Entonces el tiempo se puede expresar de la siguiente manera:

$$t_i = \int_X \frac{dX}{v(X)} = \int_X s(X) dX$$

$$t_i = \sum_{j=1}^N s_j l_{ij}$$

Discretizando del tiempo queda:

$$t_i = s_1 l_{i1} + s_2 l_{i2} + s_3 l_{i3} + s_4 l_{i4} + \dots + s_N l_{iN}$$

Si por ultimo la separamos en M ecuaciones para cada tiempo de viaje y N incognitas se tiene :

$$\begin{aligned}
t_1 &= l_{11}s_1 + l_{12}s_2 + \cdots + l_{1N}s_N \\
t_2 &= l_{21}s_1 + l_{22}s_2 + \cdots + l_{2N}s_N \\
t_3 &= l_{31}s_1 + l_{32}s_2 + \cdots + l_{3N}s_N \\
&\vdots \\
&\bullet \\
&\bullet \\
t_M &= l_{M1}s_1 + l_{M2}s_2 + \cdots + l_{MN}s_N
\end{aligned}$$

Finalizando de manera matricial queda :

$$LS = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdot & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \cdot & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \cdot & l_{3N} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ l_{M1} & l_{M2} & \cdot & l_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \cdot \\ s_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \cdot \\ t_M \end{pmatrix} = T$$

Esta es la ecuacion aproximada para el calculo del tiempo de viaje, donde el primer término está representado por el parámetro de rayos que multiplica al modelo dando como resultado la matriz unidimensional de los tiempos.

Domocromas, perfiles de velocidad y geologicos de los tendidos 2,3,4,6,7,8,9.

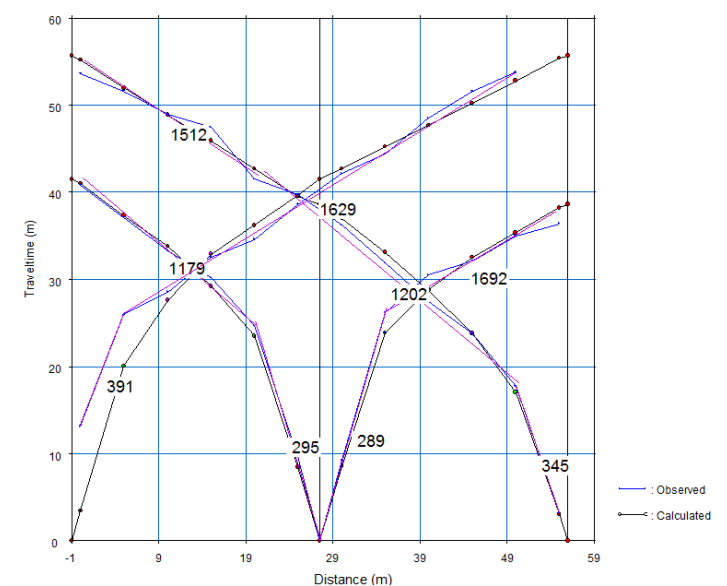


Fig.18. Domocrona línea 2 electronica.

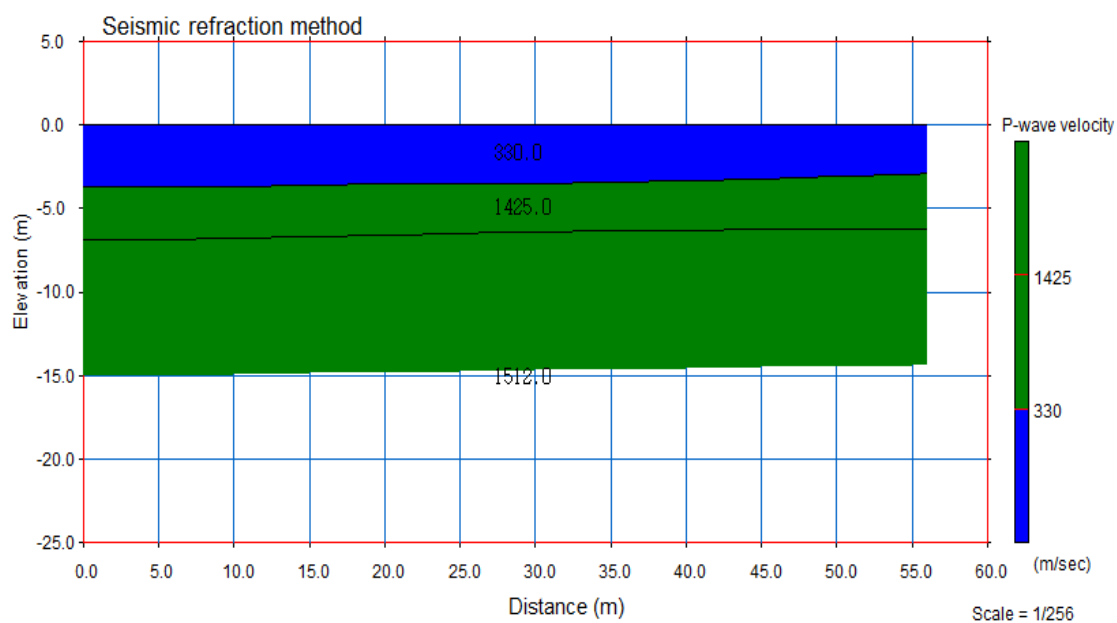


Fig.19. modelo de capas línea 2 electronica.

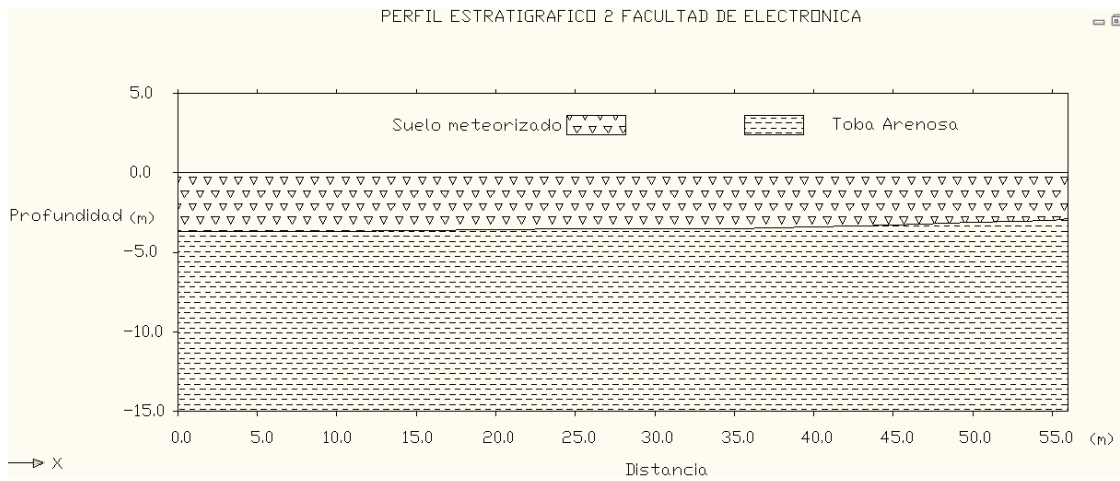


Fig.20. Perfil estratigrafico linea 2 electronica.

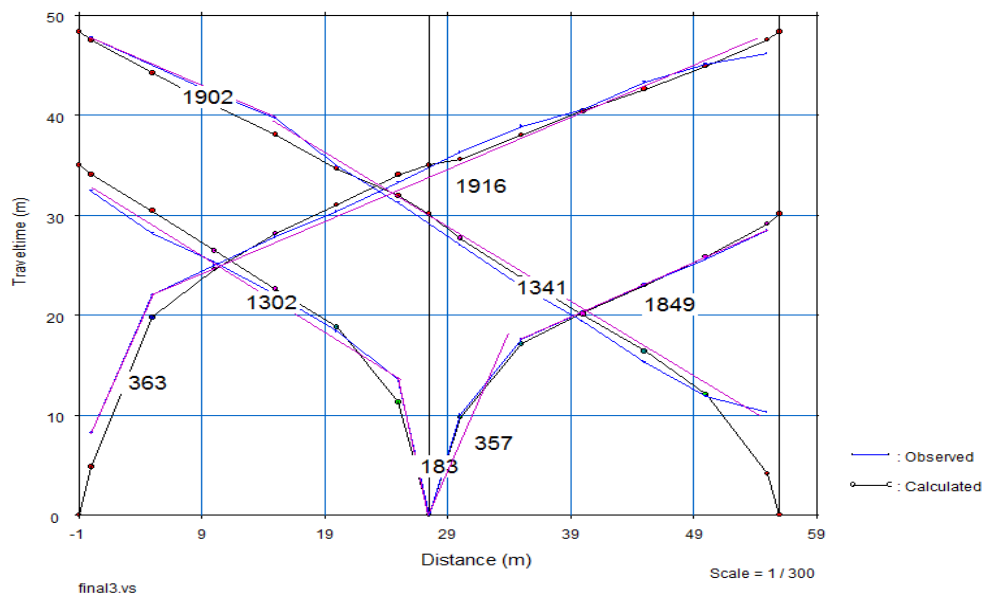


Fig.21. Domocrona línea 3 ciencias quimicas

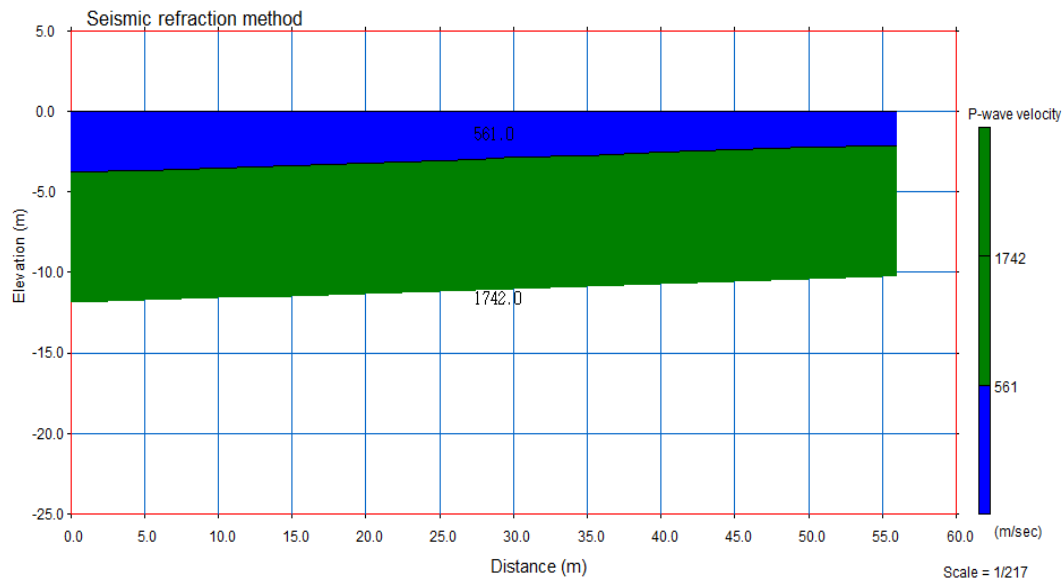


Fig.22. modelo de capas de la línea 3 ciencias quimicas.

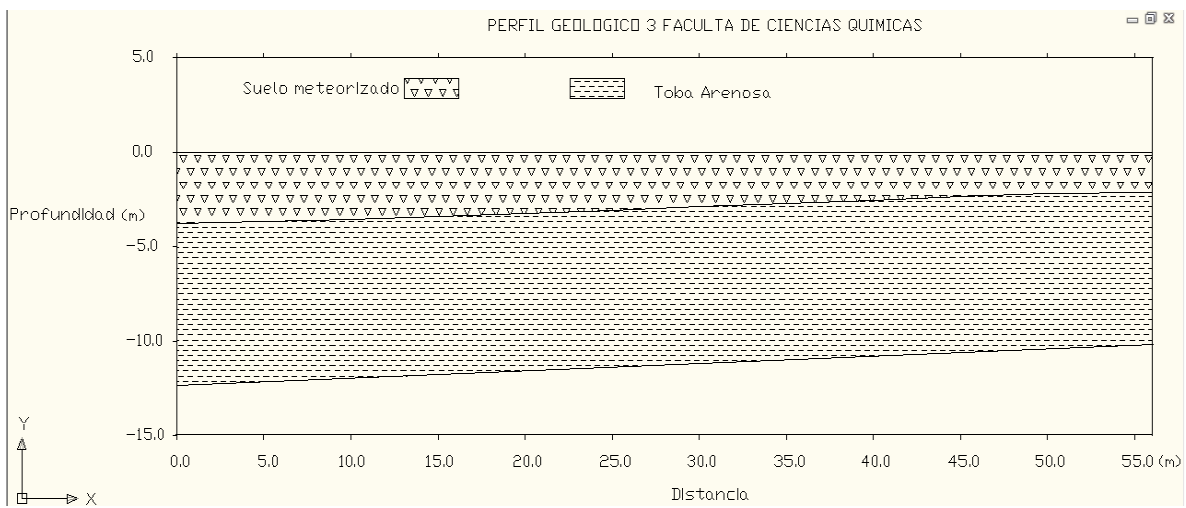


Fig.23 . perfil geologico 3 ciencias quimicas

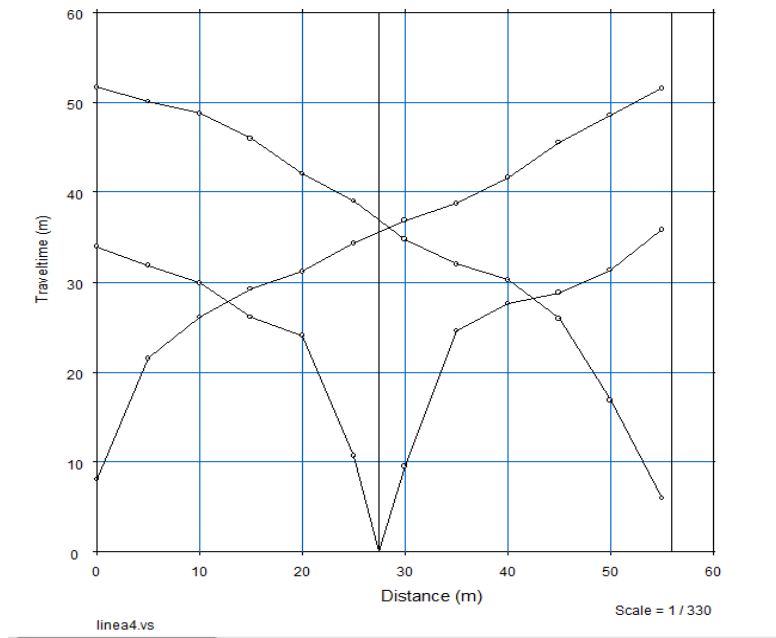


Fig.24. domocrona línea 4 computacion.

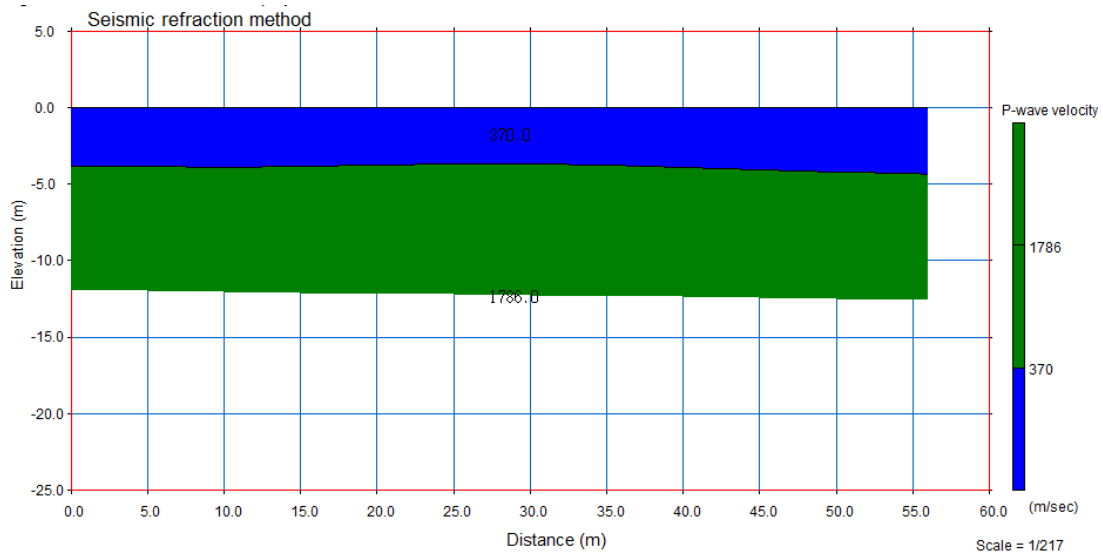


Fig.25. modelos de capas línea 4 computacion

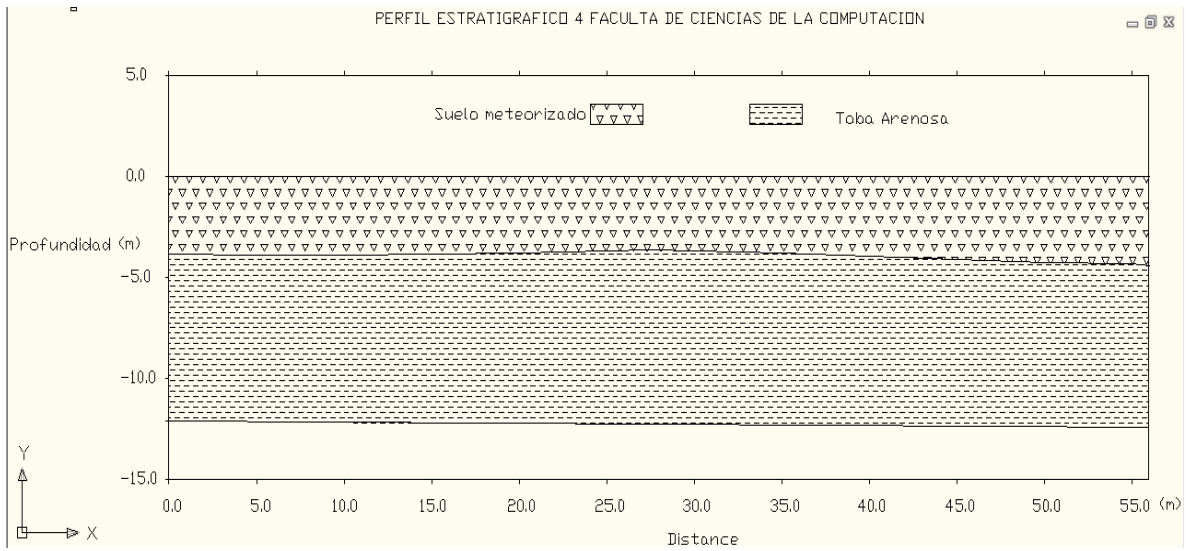


Fig.26. perfil estratigrafico línea 4 computacion.

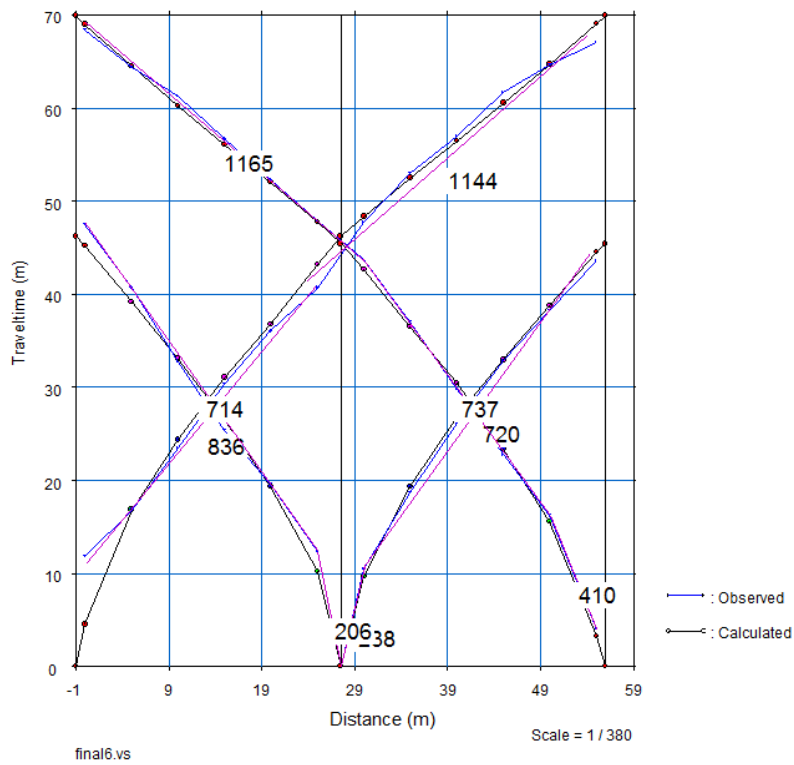


Fig.27. domocrona línea 6 parque bisentenario.

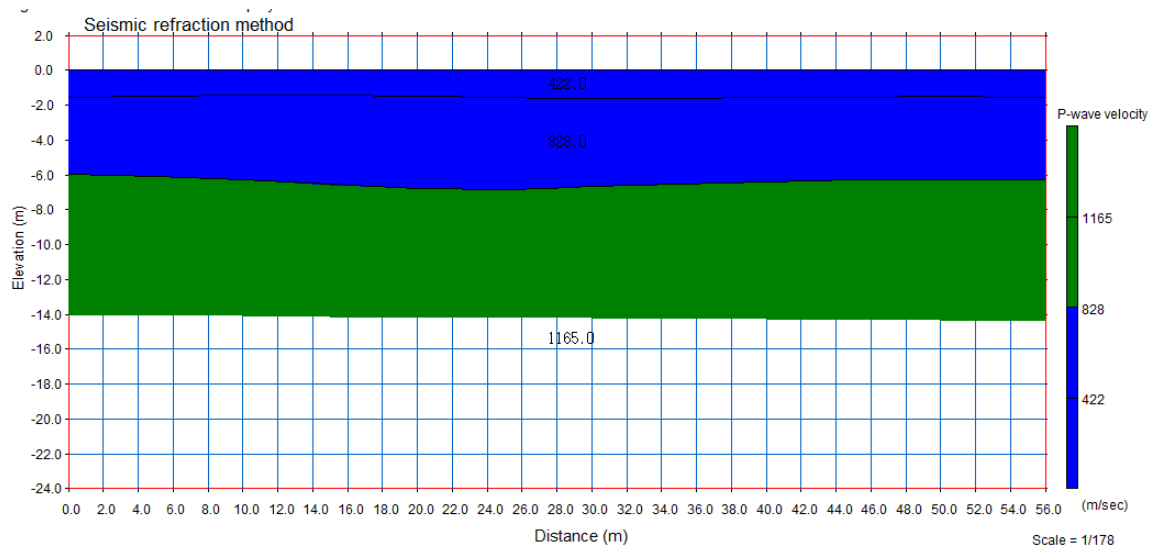


Fig.28. modelos de capas línea 6 parque bicentenario.

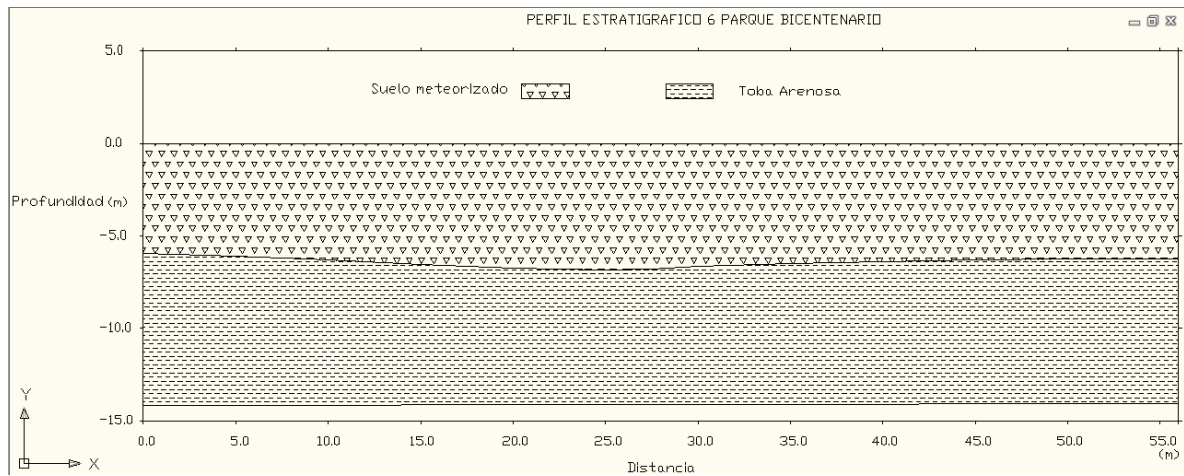


Fig.29. perfil estratigrafico línea 6 parque bicentenario.

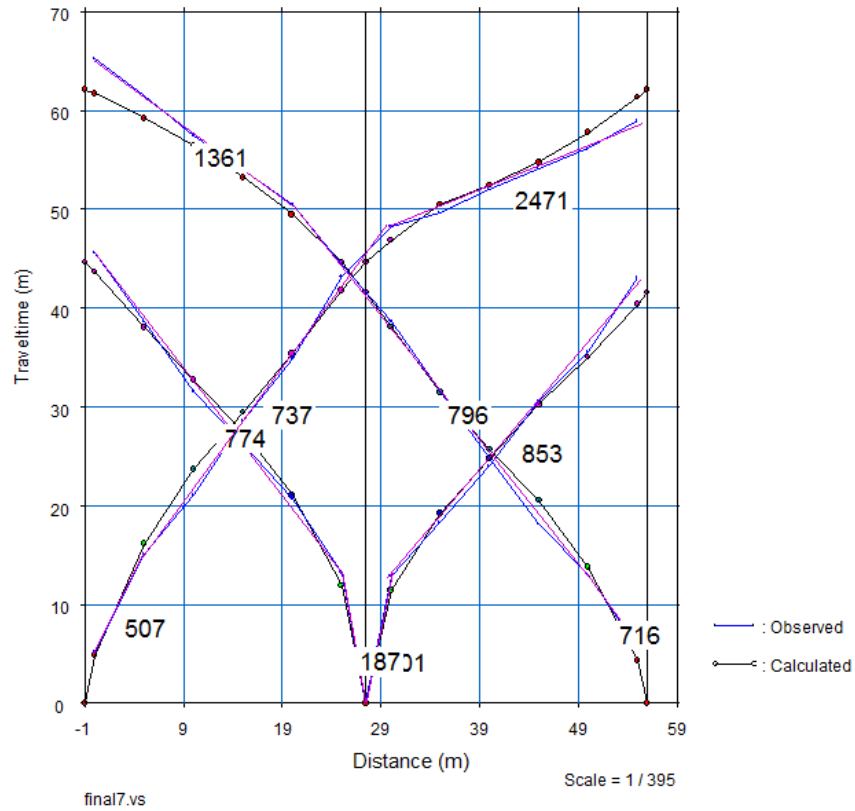


Fig.30. domocrona línea 7 facultad de fisica.

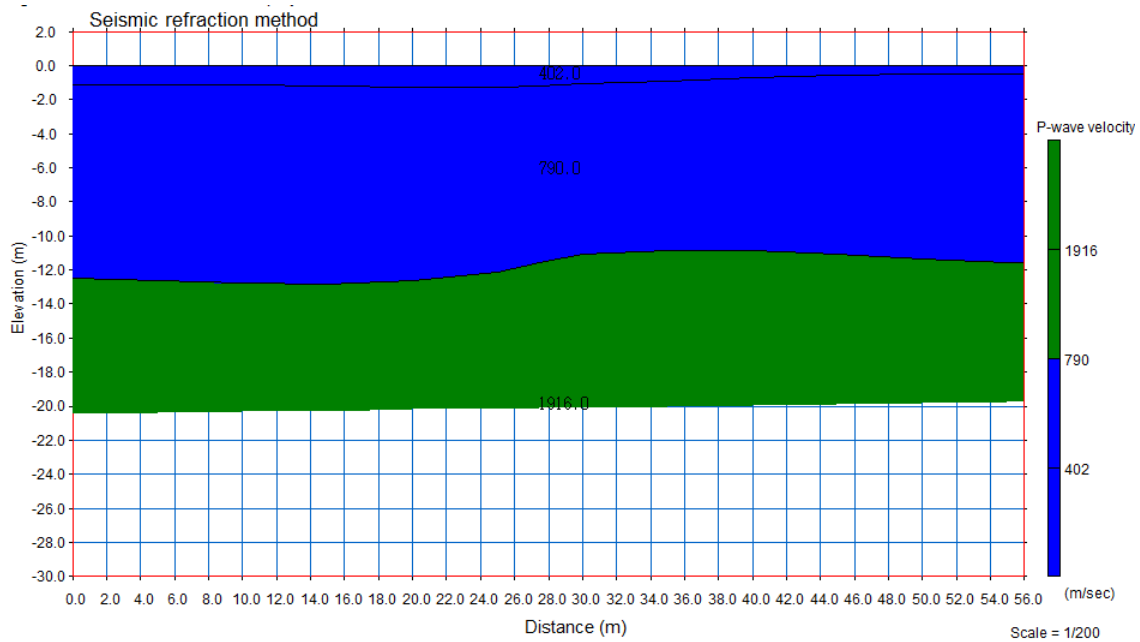


Fig.31. modelos de capas línea 7 facultad de fisica.

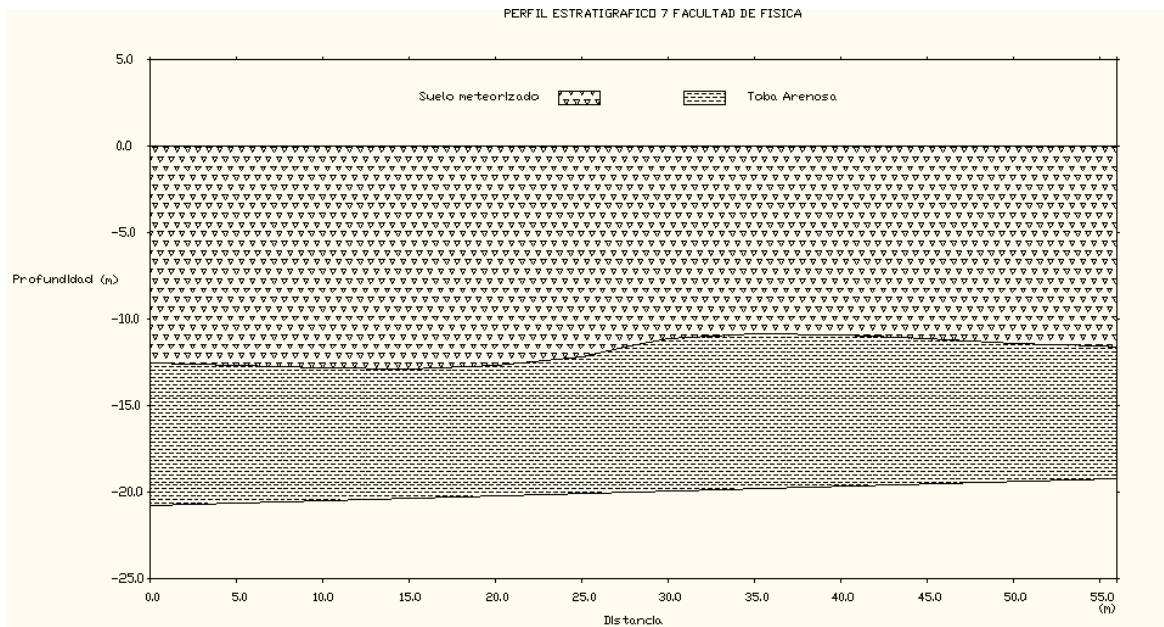


Fig.32. perfil estratigrafico 7 facultad de fisica.

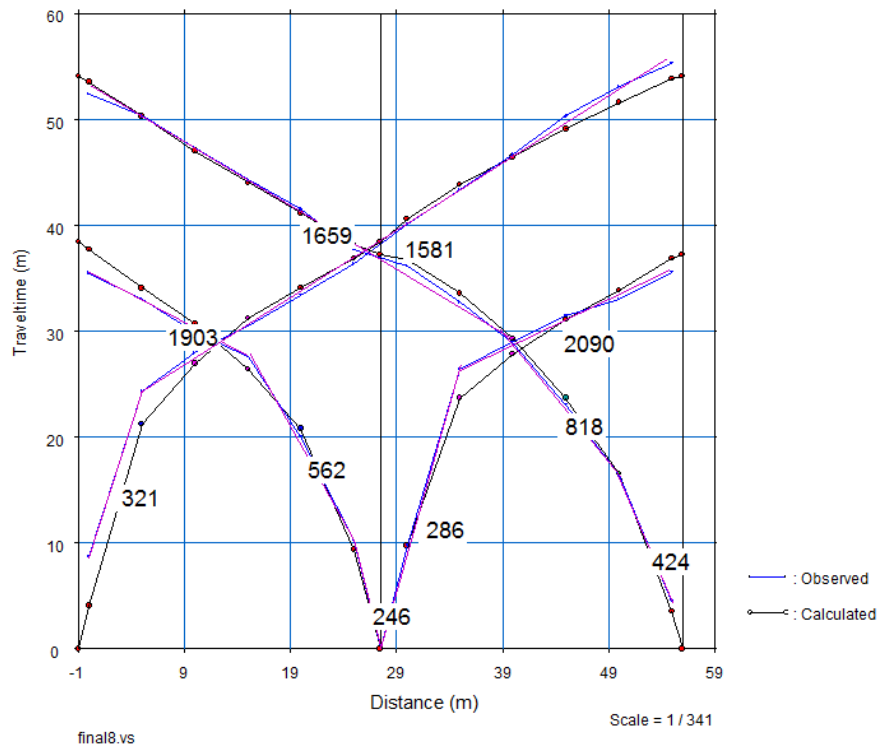


Fig.33. domocrona línea 8 rectoria

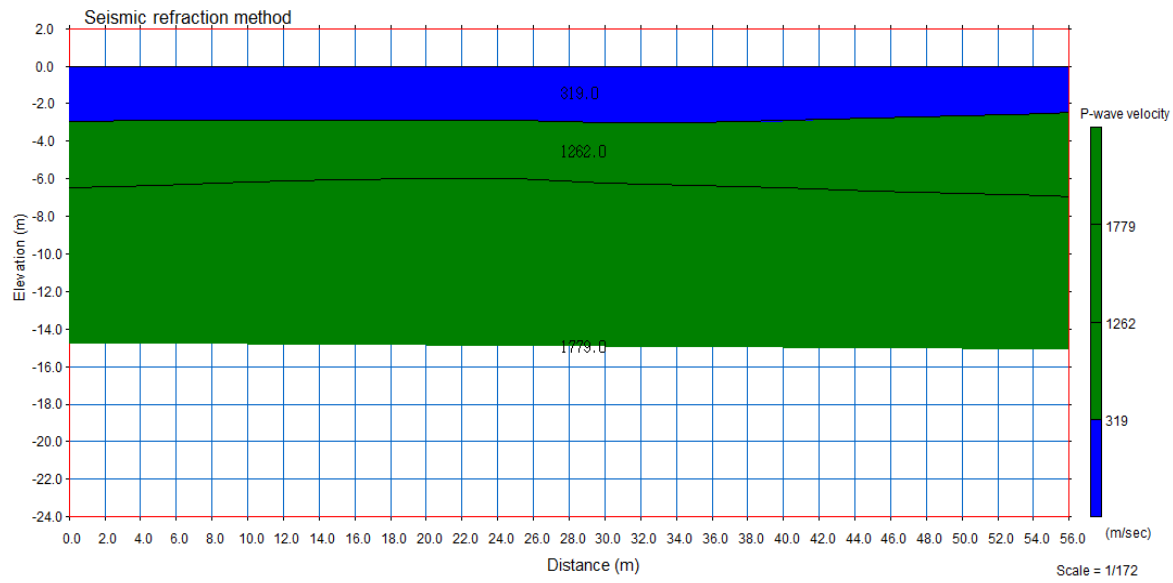


Fig.34. modelo de capas línea 8 rectoria.

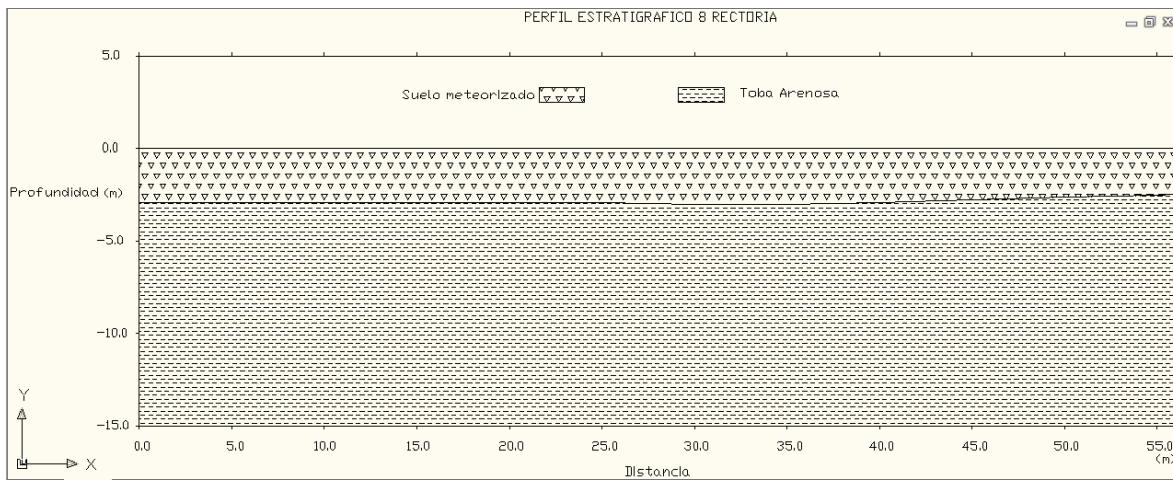


Fig.35. perfil estratigrafico 8 rectoria.

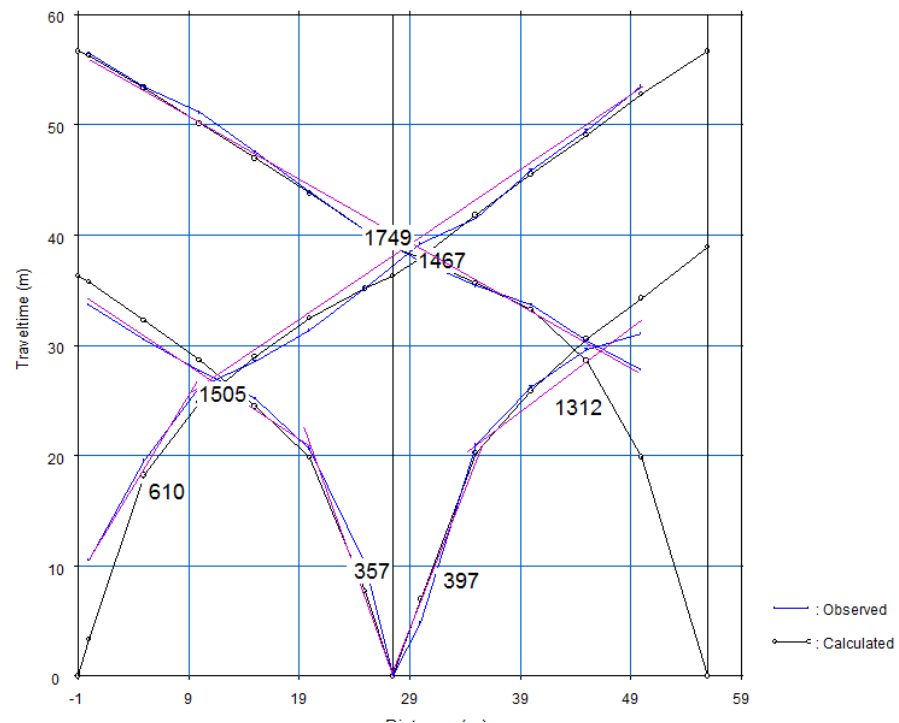


Fig.36. domocrona línea 9 laguna 2

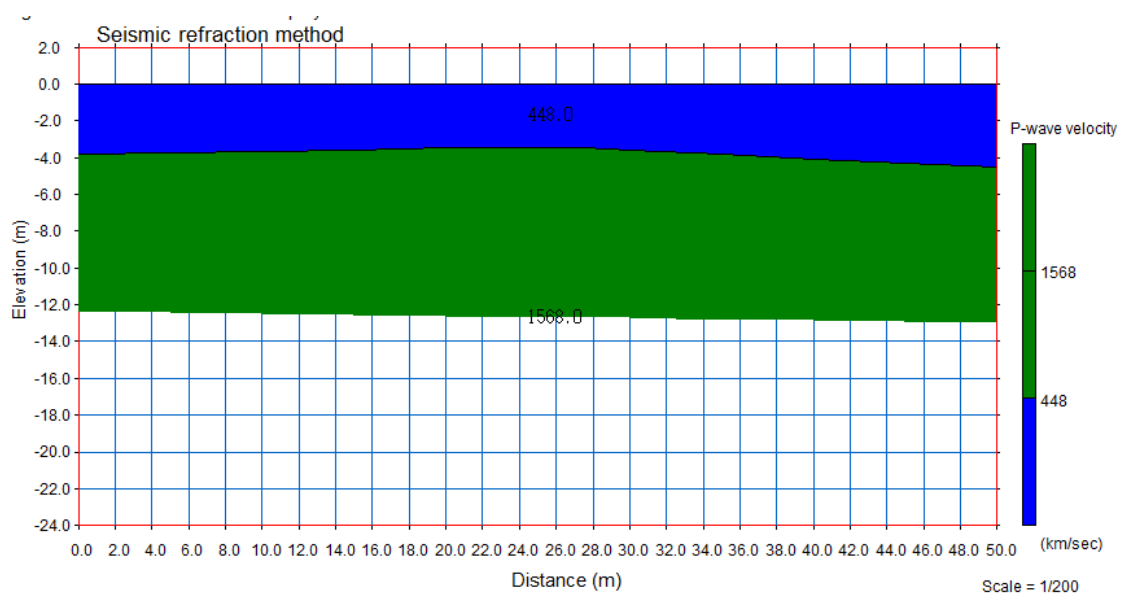


Fig.37. modelo de capas linea 9 laguna 2 .

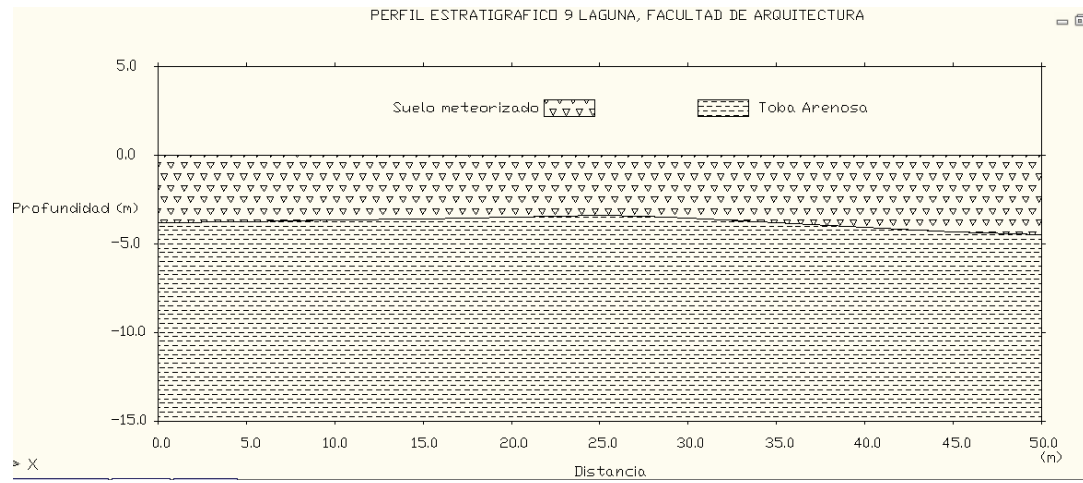


Fig.38. perfil estratigrafico línea 9 laguna