

**COMPARACIÓN DE DATOS SÍSMICOS DE REFRACCIÓN,  
REFLEXIÓN Y MASW, OBTENIDOS CON EL EQUIPO DE SÍSMICA  
SUPERONE Y EL EQUIPO GEODE24**

**Autor**

**ANDRÉS FELIPE CASTRO ROJAS**



**DEPARTAMENTO DE FISICA Y GEOLOGIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS BASICAS**

**UNIVERSIDAD DE PAMPLONA**

**PAMPLONA**

**2018**

**COMPARACIÓN DE DATOS SÍSMICOS DE REFRACCIÓN,  
REFLEXIÓN Y MASW, OBTENIDOS CON EL EQUIPO DE SÍSMICA  
SUPERONE Y EL EQUIPO GEODE24**

**ANDRÉS FELIPE CASTRO ROJAS**

**Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de:**

**Físico.**

**Director**

**Ph.D. Francisco Henry Cabrera Zambrano.**



**DEPARTAMENTO DE FISICA Y GEOLOGIA**

**FACULTAD DE CIENCIAS BASICAS**

**UNIVERSIDAD DE PAMPLONA**

**PAMPLONA**

**2018**

## **DEDICATORIA**

Dedico este trabajo de grado a mi madre que durante todo este proceso me apoyó incondicionalmente, a mi hermano que siempre estuvo ahí para resolver dudas y alentarme a continuar adelante y no desfallecer.

## **AGRADECIMIENTOS**

A mi madre y mi hermano primero que todo, por estar siempre a mi lado y apoyarme en todo momento.

Agradezco inmensamente al equipo de trabajo de la empresa Subsuelo3d por el seguimiento y las orientaciones prestadas durante el desarrollo de este trabajo de grado, dado que sin su ayuda no se habría logrado los objetivos y la culminación de esta investigación.

A todos los docentes de la universidad de Pamplona, específicamente a los de la carrera de física por todo el conocimiento aportado y enseñanzas de vida impartida en cada clase y durante todo el proceso de la carrera. En especial al Profesor Francisco Cabrera, por guiarme y orientarme en todo el desarrollo de esta investigación, por su tiempo dedicado y el interés presentado en el desarrollo de este trabajo de grado.

También cabe agradecer a Rómulo Sandoval por guiarme inicialmente en el enfoque y estructura de la propuesta de trabajo de grado.

A los encargados de la parte de infraestructura tanto del ISER como del Patinódromo de Pamplona, por permitirme el acceso a sus instalaciones para realización de adquisiciones de datos sísmicos.

Igualmente, a mis compañeros de geología por darme las primeras bases en la utilización del equipo, Marcelo Amado Calderón, Santiago Flórez Silva y Libardo Jesús Lascarro. También por orientarme en las dudas que se iban presentando durante todo el proceso de investigación.

De igual manera a mis amigos: Edgar García Cogollo, Alfredo Anaya Prasca y Yeiner Pallares, quienes me ayudaron en la adquisición de datos sísmicos y pruebas sísmicas. También compartieron momentos agradables durante mi proceso de pregrado.

## **RESUMEN**

La sismica de refracción y reflexión son técnicas geofísicas que emplean la propagación de ondas mecánicas en un medio y las cuales son generadas artificialmente. El objetivo de dichas técnicas es el estudio del subsuelo en general, es decir, el estudio de sus características y propiedades mediante el análisis de los tiempos de llegada de las ondas P y S desde una fuente a los receptores. Estas técnicas se realizaron mediante la utilización del equipo de sismica SuperOne que consta de un solo canal (un receptor). Con dicho equipo se realizaron pruebas de sismica de reflexión mediante un tendido sísmico clásico en línea recta, los resultados esperados para la sismica de reflexión es la visualización de una hipérbola en los tiempos de llegada observados en el sismograma. En la sismica de refracción igualmente se realizó un tendido sísmico en línea recta, observando en el sismograma cambios de pendiente que indicaron un cambio de estrato. Para el estudio de ondas superficiales Love y Rayleigh se usaron técnicas como la de MASW; para realizar esta técnica con el equipo de sismica SuperOne se debieron realizar siete adquisiciones sísmicas descritas más adelante en el desarrollo del documento. Estos datos de sismica de refracción, reflexión y MASW, obtenidos con el equipo de sismica SuperOne se compararon con los datos obtenidos con el equipo de sismica GEODE24, las mismas líneas sísmicas se realizaron en el mismo terreno.

## **ABSTRACT**

The seismic of refraction and reflection are geophysical techniques that use the propagation of mechanical waves in a medium and which are artificially generated. The objective of these techniques is the study of the subsoil in general, that is, the study of its characteristics and properties by analyzing the arrival times of the P and S waves from a source to the receivers. These techniques were performed by using

the SuperOne seismic equipment that consists of a single channel (a receiver). With this equipment, seismic reflection tests were performed using a classic seismic line in a straight line. The expected results for reflection seismic is the visualization of a hyperbola in the arrival times observed in the seismogram. In the seismic refraction, a seismic line was also made in a straight line, observing in the seismogram changes of slope that indicated a change of stratum. For the study of superficial waves Love and Rayleigh, techniques such as MASW were used; To perform this technique with the SuperOne seismic equipment, seven seismic acquisitions described later in the development of the document had to be carried out. These refraction, reflection and MASW seismic data obtained with the SuperOne seismic equipment were compared with the data obtained with the GEODE24 seismic equipment, the same seismic lines were made in the same terrain.

## TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	5
1. INTRODUCCIÓN .....	12
2. MARCO TEORICO.....	13
<b>2.1. ONDAS SÍSMICAS.....</b>	<b>13</b>
<b>2.1.1. ONDAS DE CUERPO .....</b>	<b>15</b>
<b>2.1.2. ONDAS SUPERFICIALES.....</b>	<b>19</b>
<b>2.2. CARACTERISTICAS DEL MOVIMIENTO ONDULATORIO.....</b>	<b>29</b>
<b>2.3. SISMICA DE REFRACCION.....</b>	<b>33</b>
<b>2.4. SISMICA DE REFLEXIÓN .....</b>	<b>42</b>
<b>2.5. TECNICA DE MASW .....</b>	<b>46</b>
<b>2.6. EQUIPO Y FUNCIONAMIENTO.....</b>	<b>49</b>
3. SOFTWARE DE PROCESAMIENTO Y EL RMSE.....	56
4. DETECCIÓN DE ERRORES EN EL EQUIPO .....	60
5. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE EN TIEMPO Y FRECUENCIA .....	68
6. TECNICAS UTILIZADAS.....	92
<b>6.1. SISMICA DE REFRACCIÓN.....</b>	<b>92</b>
<b>6.2. SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....</b>	<b>95</b>
<b>6.3. MASW.....</b>	<b>98</b>
7. COMPARACION DE DATOS SISMICOS OBTENIDOS CON EL SUPERONE Y EL GEODE24.....	101
<b>7.1. SISMICA DE REFRACCIÓN.....</b>	<b>101</b>
<b>7.1.1. LINEA 1 .....</b>	<b>101</b>
<b>7.1.2. LINEA 2 .....</b>	<b>112</b>
<b>7.2. MASW.....</b>	<b>115</b>
8. RESULTADOS .....	124
<b>8.1. Alcances y limitaciones del equipo de sismica SuperOne.....</b>	<b>128</b>
9. CONCLUSIONES.....	131
10. BIBLIOGRAFÍA .....	132

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Representación del movimiento de la onda P.....	15
Figura 2. Representación del movimiento de la onda S.....	17
Figura 3. Geometría de la reflexión y transmisión de la onda SH.....	18
Figura 4. Geometría de la reflexión y transmisión de la onda P y SV.....	19
Figura 5. Movimiento de partículas generado por las ondas Rayleigh en su semiespacio.....	22
Figura 6. Principio de Huygens.....	29
Figura 7. Esquema de la ley de refracción.....	31
Figura 8. Esquema de la ley de reflexión.....	32
Figura 9. Esquema de onda refractada por ángulo crítico.....	33
Figura 10. Esquema básico de un tendido sísmico.....	34
Figura 11. Esquema básico de la propagación de la onda refractada por ángulo crítico.....	35
Figura 12. Representación del camino recorrido por la onda directa.....	36
Figura 13. Grafica de distancia vs Tiempo para la onda directa.....	37
Figura 14. Onda refractada por ángulo crítico.....	38
Figura 15. Tiempos de transito de las ondas P y S.....	40
Figura 16. Refracción en múltiples capas homogéneas.....	41
Figura 17. Esquema básico de sísmica de reflexión con varios estratos.....	43
Figura 18. Emisión y recepción de un rayo reflejado en un estrato.....	44
Figura 19. Tiempos de transito onda directa y reflejada.....	45
Figura 20. Grafica de dispersión. Modo Fundamental y Modo superior.....	47
Figura 21. Sismograma obtenido con el equipo de sísmica SuperOne mediante el método Split-spread.....	50
Figura 22. Picado de los primeros arribos de un sismograma correspondiente a una línea de 46 metros.....	57
Figura 23. Perfil y contraperfil, observados en el programa Plotrefa.....	58
Figura 24. Ejemplo de una gráfica de inversión del modelo inicial.....	59
Figura 25. Sismograma correspondiente al perfil de una línea de 46 metros.....	61
Figura 26. Sismograma de una línea de 69 metros.....	62
Figura 27. Tiempos de llegada del primer arribo vistos en plotrefa, 1SP.....	63
Figura 28. Tiempos de llegada del primer arribo vistos en plotrefa, 2SP.....	64
Figura 29. Sismograma de una línea de 46 metros antes de las reparaciones.....	65
Figura 30. Sismograma de una línea de 46 metros después de las reparaciones.....	66
Figura 31. Tiempos de llegada de los primeros arribos vistos en plotrefa.....	67
Figura 32. Sismograma de una línea realizada en el patinódromo.....	68
Figura 33. Esquema básico para adquirir tiempos en un mismo punto.....	69
Figura 34. Sismograma con el picado del primer arribo.....	70
Figura 35. Sismogramas de: (a) persona 1. (b) persona 2. (c) persona 3.....	70
Figura 36. Sismogramas de una línea sísmica de 22 metros. (a) persona 1.....	72



Figura 37. Esquema de los puntos de golpe en la platina. ....	75
Figura 38. Sismograma de un golpe en: (a) esquina más alejada del trigger (b) centro, (c) esquina más cercana al trigger. ....	76
Figura 39. Sismograma para los tres golpes, (a) Andrés, (b) Yeiner. ....	77
Figura 40. Sismograma, prueba de tiempos en esquina, centro, esquina. (a) persona 1, (b) persona 2. ....	79
Figura 41. Sismograma, golpes en la parte inferior y superior. ....	84
Figura 42. Espectro frecuencial persona 1. ....	86
Figura 43. Espectro frecuencial persona 2. ....	87
Figura 44. Espectro frecuencial persona 1. ....	88
Figura 45. Espectro frecuencial persona 2. ....	89
Figura 46. Espectro frecuencial persona 1. ....	90
Figura 47. Espectro frecuencial persona 2. ....	91
Figura 48. Sismograma perfil luego de las reparaciones. ....	92
Figura 49. Sismograma perfil antes de las reparaciones. ....	93
Figura 50. Modelo de velocidades luego de las reparaciones. ....	93
Figura 51. Modelo de velocidades antes de las reparaciones. ....	94
Figura 52. sismograma de una línea de 69 metros. ....	96
Figura 53. Esquema básico de sísmica de reflexión 0 offset. ....	97
Figura 54. Sismograma offset 0. ....	97
Figura 55. Esquema para realizar MASW con el SuperOne. ....	98
Figura 56. Gráfica de dispersión. ....	100
Figura 57. Gráfica de profundidad VS velocidad de la onda S. ....	101
Figura 58. Tomografía de los datos obtenidos con el equipo SuperOne. ....	102
Figura 59. Tomografía de los datos obtenidos con el equipo GEODE24. ....	103
Figura 60. Tomografía con el equipo SuperOne. Velocidades a 0.1m, 3m, 6m y 15m. ....	104
Figura 61. Tomografía con el equipo GEODE24. Velocidades a 0.1m, 3m, 6m y 15m. ....	104
Figura 62. Tomografía con el equipo GEODE24 usando solo disparo en el punto perfil y contraperfil. ....	106
Figura 63. Tiempo de arribo de las ondas al canal en la posición (0,0). (a) SuperOne, (b) GEODE24. ....	107
Figura 64. Tiempos vistos en Plotrefa. (a) SuperOne, (b) GEODE24. ....	108
Figura 65. Vector de tiempos observados y calculados en Plotrefa. ....	109
Figura 66. Vector de tiempos observados. ....	109
Figura 67. Tomografía con los tiempos corregidos. ....	110
Figura 68. Tomografía luego de la inversión obtenida a partir del SuperOne. ....	113
Figura 69. Tomografía luego de la inversión obtenida a partir del GEODE. ....	113
Figura 70. Arreglo del tendido sísmico y puntos de disparo para el GEODE. ....	116
Figura 71. Arreglo del tendido sísmico y puntos de disparo para el SuperOne. ....	116

Figura 72. Curva de dispersión obtenida con el GEODE. ....	117
Figura 73. Curva de dispersión obtenida con el SuperOne. ....	117
Figura 74. Grafica de Profundidad Vs Velocidad onda S, para el GEODE. ....	118
Figura 75. Grafica de Profundidad Vs Velocidad onda S, para el SuperOne. ....	119
Figura 76. Grafica para la Vs, Vp calculada y Vp observada VS profundidad. ....	122
Figura 77. Sismograma SuperOne. ....	125
Figura 78. Sismograma GEODE. ....	125
Figura 79. Tomografía 1, RMSE= 2,73 ms. ....	126
Figura 80. Tomografía 2, RMSE= 2,5 ms. ....	127

## ÍNDICE DE IMÁGENES.

Imagen 1. Tendido sísmico realizado con el SuperOne. ....	49
Imagen 2. Adquisición con el equipo de sísmica GEODE24. ....	51
Imagen 3. GEODE24. ....	52
Imagen 4. Unidad de adquisición. ....	53
Imagen 5. Trigger. ....	53
Imagen 6. Geófono canal. ....	54
Imagen 7. Software de adquisición. ....	55
Imagen 8. RMSE obtenido de la tomografía. ....	60
Imagen 9. Martillo y platina utilizados en la investigación. ....	68
Imagen 10. Suelo saturado de agua. ....	74
Imagen 11. esquema de los puntos de golpe en la platina. ....	75
Imagen 12. puntos de disparo en un suelo arenoso. ....	78
Imagen 13. Suelo saturado de agua. ....	81
Imagen 14. Trigger en una posición por encima del nivel de la platina. ....	82
Imagen 15. Trigger en una posición (a) por encima del nivel de la platina (b) al nivel de la platina. ....	83
Imagen 16. Muecas en la platina debido a los golpes del partillo. ....	85
Imagen 17. RMSE antes y después de las reparaciones. ....	94
Imagen 18. Carpeta con los datos de las adquisiciones. ....	99
Imagen 19. Tendido sísmico con el GEODE. ....	112

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Relación Profundidad de investigación- longitud del tendido sísmico.....	48
Tabla 2. Combinaciones y cantidad de datos registrados.....	56
Tabla 3. Tiempos del primer arribo para las personas 1, 2, 3. ....	71
Tabla 4. Tiempos del primer arribo, sismograma de las personas 1 y 2. ....	73
Tabla 5: tiempos del primer arribo, persona 1 y 2.....	77
Tabla 6. Tiempos primer arribo, diferente suelo, personas 1 y 2.....	79
Tabla 7. Velocidades obtenidas para la onda P.....	105
Tabla 8. Velocidades onda P. SuperOne Vs GEODE.....	111
Tabla 9. Tiempos de los primeros arribos de la onda P, línea 2. SuperOne Vs GEODE.....	114
Tabla 10. Velocidades obtenidas para la onda S. SuperOne Vs GEODE. ....	120
Tabla 11. Velocidades obtenidas con el SuperOne para la onda S. Velocidad teórica - Observadas .....	121
Tabla 12. Velocidades para la onda P y la onda S en diferentes medios. ....	123

## 1. INTRODUCCIÓN

En la presente investigación se aplicaron distintas técnicas de exploración geofísica para conocer los alcances y limitaciones del equipo de sismica SuperOne, las pruebas se realizaron en distintas zonas de la ciudad de Pamplona, Norte de Santander.

Los resultados tanto de sismica de refracción, reflexión y MASW obtenidos con el equipo de sismica SuperOne fueron comparados con resultados obtenidos mediante el uso del equipo de sismica GEODE24 [26], de esta manera se pretende validar o rechazar el rendimiento del equipo experimental de sismica SuperOne [8]. Con base en esto se realizó un análisis espectral a distintas trazas de distintos sismogramas con el fin de observar si los resultados se ven afectados por variables tales como: La fuente, la sensibilidad del equipo a la hora de registrar los tiempos de arribo de las ondas, variaciones en el ruido producido por personas caminando o tránsito de autos, lo que se conoce como ruido ambiental [1] y por último la subjetividad del picado, es decir, marcar en el sismograma el primer arribo que correspondería inicialmente a onda directa y posteriormente a onda refractada críticamente.

La metodología aplicada en el estudio se dividió en 3 partes, siendo la primera una revisión y recopilación de información bibliográfica relacionada con técnicas geofísicas de exploración [2]; en la segunda parte se realizaron pruebas con los equipos de sismica SuperOne y GEODE24, para adquirir conocimiento sobre la utilización de cada equipo y sus componentes, obteniendo y analizando los resultados para prever posibles errores en la aplicación de las técnicas. En la última parte se realizó la interpretación y análisis de los datos obtenidos tanto con el equipo SuperOne como con el equipo GEODE24, además de la debida comparación de estos.

## 2. MARCO TEORICO

### 2.1. ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son la propagación de perturbaciones temporales generadas por pequeños movimientos en un medio.

La velocidad de las ondas depende, como ocurre en todas las manifestaciones ondulatorias, de las propiedades del medio; fundamentalmente de la elasticidad y densidad de los materiales por los cuales se propaga [9].

- Sismología: Estudio de la propagación de ondas generadas en la ocurrencia de terremotos, grandes desplazamientos o deslizamientos de tierra. La escala de la sismología es una escala considerable y abarca las escalas del planeta. [3]
- Sísmica: es el estudio de la propagación de ondas generadas por pequeñas perturbaciones producidas por el hombre, esta tiene como objeto de analizar las características de los materiales por donde pasan las ondas.

Hay cuatro tipos de ondas sísmicas fundamentales: las ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales (ondas P) o de corte (ondas S) [11] y las ondas superficiales: ondas Rayleigh y Love.

La ecuación de onda para la transmisión de un desplazamiento con la velocidad de onda dada por la densidad  $\rho$  y las constantes elásticas  $C_{ijkl}$  en un medio elástico y homogéneo (sin fuerzas de cuerpo) está dada por: [3]

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = C_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \quad (1)$$

Esta es la ecuación elastodinámica.

El caso más simple es un medio homogéneo e isotrópico (es decir, no hay una dependencia de propiedades elásticas con la dirección en el medio), y podemos mostrar que en esa situación la forma general del tensor de cuarto orden es:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2)$$

donde  $\lambda$  y  $\mu$  son los únicos dos elementos independientes:  $\lambda$  y  $\mu$  son llamados las constantes de Lamé (por el matemático francés G. Lamé). La función delta de Kronecker  $\delta_{ij} = 1$  para  $i = j$  y  $\delta_{ij} = 0$  para  $i \neq j$ . [10]

Para el tensor de esfuerzo tenemos que:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} = \lambda \delta_{ij} \Delta + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (3)$$

Donde  $\Delta$  representa la dilatación cubica, o cambio en volumen. [10]

Se puede observar que el tensor de esfuerzo,  $\sigma_{ij}$ , contiene términos que representan oposición a ambos cambios en volumen o cambios en torsión [10]:

$$\text{esfuerzo} = \text{efectos de cambios en volumen} + \text{torsión del material}$$

Ese es un resultado fundamental y significa que la propagación de ondas tiene componentes compresionales (dilatacionales), P, y transversales (torsionales), S. Con la relación entre esfuerzo y deformación definida podemos derivar la ecuación que describe la propagación de ondas en un medio homogéneo, isotrópico y elástico: [10]

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} + \mu \nabla^2 u_i \quad (4)$$

Que representa un sistema de 3 dimensiones ( $i = 1, 2, 3$ ) con tres incógnitas ( $u_1, u_2, u_3$ )

### 2.1.1. ONDAS DE CUERPO

También conocidas como ondas volumétricas son aquellas que se transmiten a través del material sufriendo en su tránsito procesos de refracción y reflexión. Se dividen en dos tipos: Las ondas P o de compresión y las ondas S o de cizalla.

- **Las ondas P**, o primarias, son ondas que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio (ver figura 8). [11]

*Figura 1. Representación del movimiento de la onda P.*



Fuente: tomado de ONDAS SÍSMICAS [11]

Usando notación vectorial se puede escribir la ecuación de onda (4) como: [10]

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{\mathbf{u}}) + \mu \nabla^2 \vec{\mathbf{u}} \quad (5)$$

usando la identidad vectorial

$$\nabla^2 \vec{\mathbf{u}} = \nabla (\nabla \cdot \vec{\mathbf{u}}) - (\nabla \times \nabla \times \vec{\mathbf{u}}) \quad (6)$$

podemos reescribir la ecuación de onda como:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{\mathbf{u}}) - \mu (\nabla \times \nabla \times \vec{\mathbf{u}}) \quad (7)$$

Esta ecuación representa el desplazamiento  $\mathbf{u}$  por un medio. En general es difícil resolver este sistema directamente por lo que se descompone la ecuación en los dos modos primarios de las ondas de cuerpo: Las ondas P y las ondas S. [10]

Tomando la divergencia de (4) nos da:

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \cdot \vec{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 (\nabla \cdot \vec{u}) \quad (8)$$

con  $\nabla \cdot u = \theta$ , donde  $\theta$  representa la deformación volumétrica [10]

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \theta \quad (9)$$

que es una ecuación de onda escalar que describe la propagación de un cambio en volumen  $\theta$  a través del medio con una velocidad. [10]

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (10)$$

$\alpha$ : Velocidad de la onda P.

En la ecuación 10, tenemos que la velocidad de propagación de la onda P, depende de la densidad del medio y los parámetros de Lamé.

- **Las ondas S**, o secundarias, son ondas transversales o de corte, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte (ver figura 9). [11]



Figura 2. Representación del movimiento de la onda S.



Fuente: tomado de ONDAS SÍSMICAS [11].

Tomando el rotor de (4) se obtiene:

$$\rho \frac{\partial^2(\nabla \times \vec{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla \times \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \nabla \times \vec{u}) \quad (11)$$

que, con  $\nabla \times \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) = 0$ , y la identidad vectorial (3), y el hecho que  $\nabla \cdot (\nabla \times \vec{a}) = 0$ , se obtiene:

$$\frac{\partial^2(\nabla \times \vec{u})}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 (\nabla \times \vec{u}) \quad (12)$$

Esta es una ecuación vectorial que describe la propagación de una distorsión rotacional  $\nabla \times \vec{u}$  con una velocidad [10]

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (13)$$

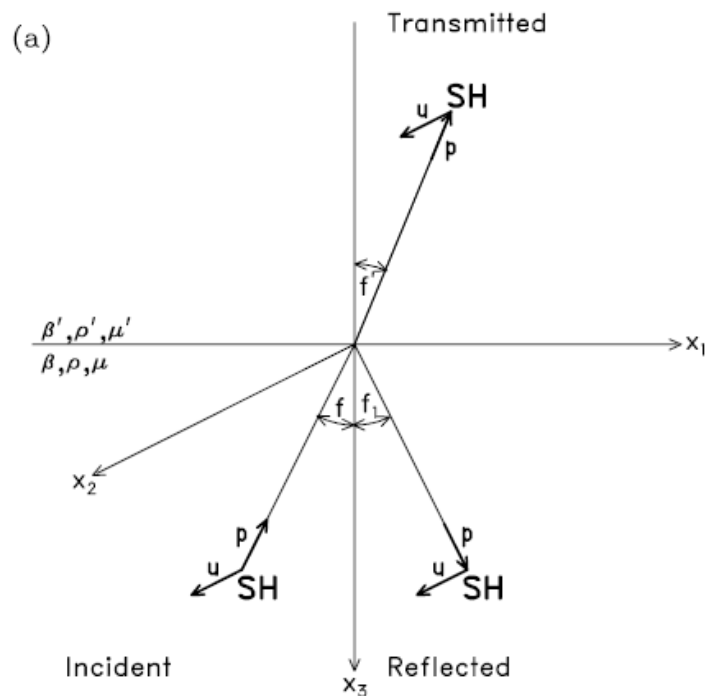
$\beta$  = Velocidad de la onda S.

Comparando la ecuación (10) y con la ecuación (13), vemos que la velocidad de la onda P es mayor que la onda S debido a los términos que se encuentran en el numerador.

El movimiento de partículas de la onda S es perpendicular a la dirección de propagación. Esta onda se divide en dos: la onda SH y la onda SV.

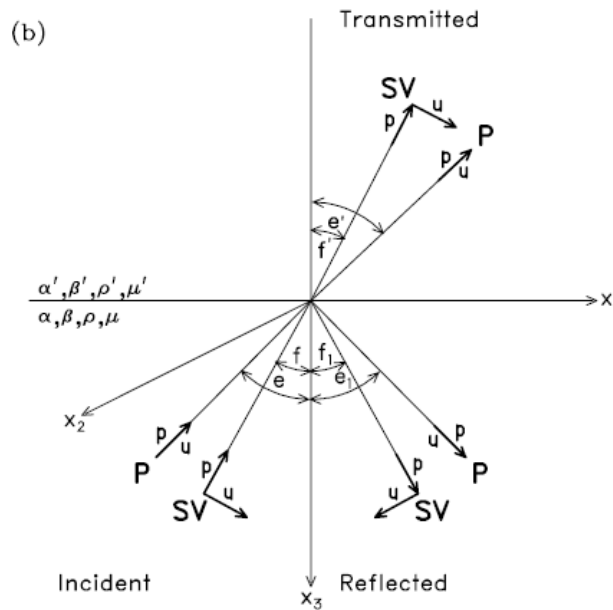
Los desplazamientos correspondientes a las ondas P, SV y SH se pueden observar en la figura 3. Cada tipo de onda estará identificada por dos vectores,  $\mathbf{p}$  y  $\mathbf{u}$ , que indican la dirección de propagación de la onda y el desplazamiento de las partículas, respectivamente. Las relaciones geométricas relevantes se muestran en la figura 4. Tenga en cuenta que  $x_3$  apunta hacia abajo. Los vectores unitarios  $\mathbf{a}_1$ ,  $\mathbf{a}_2$  y  $\mathbf{a}_3$  están a lo largo de las direcciones positivas  $x_1$ ,  $x_2$  y  $x_3$ . El vector  $\mathbf{p}$  para la onda incidente apunta hacia la frontera, mientras que el vector  $\mathbf{p}$  para las ondas transmitidas y reflejadas apunta lejos de la frontera. La última condición es consecuencia del principio de causalidad, ya que se supone que la onda incidente origina los otros dos tipos de Ondas (Achenbach, 1973). [10]

Figura 3. Geometría de la reflexión y transmisión de la onda SH.



Fuente: PUJOL, José. 2003.

Figura 4. Geometría de la reflexión y transmisión de la onda P y SV.



Fuente: PUJOL, José. 2003.

Las figuras 3 y 4 muestran la geometría de la reflexión y transmisión de la onda SH (a). y de las ondas P y SV (b) que inciden en la frontera de un plano. Para la onda SH,  $\mathbf{u}$  está en la dirección del eje  $X_2$ . Para las ondas P,  $\mathbf{u}$  y  $\mathbf{p}$  están en la misma dirección de propagación. Para las ondas SV  $\mathbf{u}$  está en la dirección de  $\mathbf{p} \times \mathbf{e}_2$ .

### 2.1.2. ONDAS SUPERFICIALES

Son ondas que se propagan en la frontera de dos medios que presentan un fuerte contraste de impedancia acústica (interfase), en particular cuando las ondas de cuerpo llegan a la frontera suelo-aire. La amplitud de las ondas superficiales decrece a medida que se aleja de la superficie. Hay dos tipos básicos de ondas superficiales: Love y Rayleigh, nombradas en honor a los científicos que las estudiaron primero. El trabajo de Love se dirigió a la

explicación de las ondas observadas en sismógrafos horizontales, mientras que Rayleigh predijo la existencia de las ondas que llevan su nombre. [4]

Las ondas superficiales pueden explicarse como causadas por la interferencia de las ondas de cuerpo (interacción entre las ondas P y S que viajan en diferentes direcciones), las ondas superficiales son más lentas que las ondas de cuerpo. En el caso de los telesismos (los que ocurren a más de 1000 km de distancia del observador) las ondas superficiales llegan mucho después que las de cuerpo, y se puede apreciar que presentan una alta amplitud y dispersión; esto es, las ondas de diferentes frecuencias viajan con diferentes velocidades. [6]

La principal diferencia entre los dos tipos de ondas es que el movimiento para las ondas Love es del tipo SH, son formadas por la interferencia constructiva de múltiples reflexiones en la superficie libre (suelo-aire) de ondas SH y las ondas Rayleigh son del tipo P-SV (figura 10), es decir, el resultado de la interacción de las ondas P y ondas SV planas y viajan paralelas a la superficie. [4] Su movimiento es una combinación de compresión longitudinal y dilatación que resulta en un movimiento elíptico en la superficie. Las ondas Rayleigh son las que tienen una mayor duración en el tiempo, lo que se visualiza en los sismógrafos como una onda de larga duración temporal.

Para las ondas Rayleigh tenemos que son la interacción de las ondas P y SV: [4]

$$\vec{u}_p = A(l\vec{a}_x + n\vec{a}_z) \exp \left[ i\omega \left( t - \frac{lx+nz}{\alpha} \right) \right] \quad (14)$$

$$\vec{u}_{sv} = B(-n\vec{a}_x + l\vec{a}_z) \exp \left[ i\omega \left( t - \frac{lx+nz}{\beta} \right) \right] \quad (15)$$

Con  $n^2 + l^2 = 1$

Dónde: los factores A y B representan la amplitud de la onda y las componentes  $lx, my, nz$  representan las coordenadas lineales y  $\mathbf{a}_x, \mathbf{a}_y, \mathbf{a}_z$  son vectores unitarios

$$l = \pm \sqrt{\frac{\lambda_x}{\lambda}} \quad (16)$$

$$n = \pm \sqrt{\frac{\lambda_z}{\lambda}} \quad (17)$$

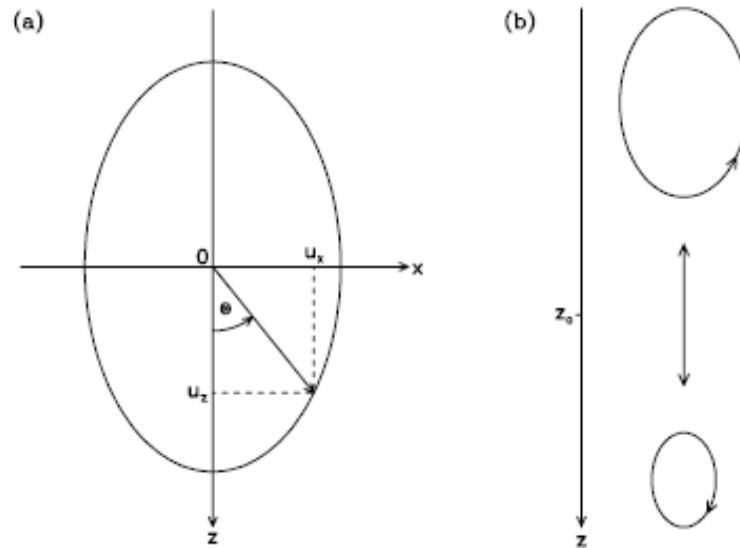
$$\lambda_x + \lambda_y + \lambda_z = \lambda \quad (18)$$

$\lambda$  es uno de los parámetros de Lamé.

#### 2.1.2.1. ONDAS RAYLEIGH.

Las ondas Rayleigh son un tipo de onda superficial que se propaga a lo largo de superficies libres de esfuerzo, en un semiespacio. El movimiento de las partículas cerca de la superficie es elíptico y regresivo (es decir, la partícula se mueve en sentido opuesto a la dirección de propagación en la parte superior de su trayectoria elíptica) en el plano vertical que contiene la dirección de propagación; ver Figura 5. Su amplitud disminuye exponencialmente con la profundidad y su velocidad está dada por las propiedades elásticas del medio a una profundidad de aproximadamente una longitud de onda. [3][8]

Figura 5. Movimiento de partículas generado por las ondas Rayleigh en su semiespacio.



Fuente: PUJOL, Jose. 2003.

- **ONDAS RAYLEIGH EN UN SEMIESPACIO HOMOGENEO.**

Como ya se ha mencionado las ondas Rayleigh son la combinación del movimiento de las ondas P y SV.

Las ecuaciones (14) y (15) son dos vectores que representan dos de las soluciones independientes para la ecuación de onda. Estas pueden ser usadas para representar los desplazamientos generados por las ondas de cuerpo y las ondas superficiales.

La diferencia entre los dos tipos de ondas es la dependencia de  $|\vec{u}|$  con la profundidad ( $z$ ), que para las ondas superficiales tiende a cero cuando  $z$  tiende a infinito.

Los desplazamientos correspondientes a las ondas superficiales pueden derivarse mediante una modificación apropiada de los exponentes.

La combinación:

$$\frac{(l_x + n_z)}{\delta} \quad (19)$$

Donde  $\delta$  es  $\alpha$  o  $\beta$ , es decir, la velocidad de la onda P o la velocidad de la onda S.

Se reescribirá para el caso  $n$  y  $l$  reales, entonces de (19)

$$\frac{(l_x + n_z)}{\delta}$$

dividiendo por  $l$  toda la expresión tenemos:

$$\frac{(l_x/l + n_z/l)}{\delta/l} = \frac{x + n_z/l}{\delta/l} = \frac{x \pm \sqrt{((1/l^2) - 1)z}}{\delta/l} \quad (20)$$

Donde:

$$n = \pm \sqrt{1 - l^2} \quad (21)$$

$$c = \frac{\delta}{l} \quad (22)$$

$C$ : velocidad de fase.

Entonces, de (20) tenemos que:

$$\frac{x \pm \sqrt{((c^2/\delta^2) - 1)z}}{c} \quad (23)$$

Ahora introduciendo otra ecuación:

$$n_\delta = \pm \sqrt{(1 - l^2)} \quad (21)$$

Multiplicando por  $\frac{c^2}{\delta^2}$  tenemos:

$$n_\delta = \pm \sqrt{(1 - l^2) \frac{c^2}{\delta^2}} \quad (22)$$

$$n_{\delta} = \pm \sqrt{\left(\frac{c^2}{\delta^2} - \frac{c^2}{\delta^2} l^2\right)} \quad (23)$$

$$n_{\delta} = \pm \sqrt{\left(\frac{c^2}{\delta^2} - 1\right)} \quad (24)$$

$$n_{\delta} = \pm \sqrt{\left(\frac{1}{l^2} - 1\right)} \quad (25)$$

Luego de la ecuación (21), tenemos:

$$n = \pm \sqrt{1 - l^2} \quad (26)$$

Dividiendo por l

$$\frac{n}{l} = \pm \sqrt{\frac{1}{l^2} - \frac{l^2}{l^2}} \quad (27)$$

Por lo que

$$\frac{n}{l} = \pm \sqrt{\frac{1}{l^2} - 1} = \pm n_{\delta} \quad (28)$$

Reemplazando  $n_{\delta}$  en (14) y (15), tenemos

$$\vec{u}_p = A(\vec{a}_x \pm n_{\alpha} \vec{a}_z) \exp[ik(ct - x \pm n_{\alpha} z)] \quad (29)$$

$$\vec{u}_{sv} = B(\pm n_{\beta} \vec{a}_x + \vec{a}_z) \exp[ik(ct - x \pm n_{\beta} z)] \quad (30)$$

Las ecuaciones (29) y (30) describen el desplazamiento de las ondas P y SV en superficie.

El factor  $1/l$  ha sido absorbido por el coeficiente A y B, esto no afecta la generalidad de las ecuaciones ya que los coeficientes están determinados para satisfacer las condiciones de frontera.

Los signos - y + en los exponentes indican dos ondas moviéndose en las direcciones z positiva y negativa respectivamente.



Ahora hay que considerar el caso de  $n$  imaginario porque la condición:

$$n^2 + l^2 = 1 \quad (31)$$

Debe satisfacer que  $l$  sea mayor que 1. Por lo tanto

$$n = \pm\sqrt{1 - l^2} = \pm\sqrt{l^2 - 1} \quad (32)$$

Y

$$\frac{n}{l} = \pm i \sqrt{1 - \frac{1}{l^2}} = \pm i \sqrt{1 - \frac{c^2}{\delta^2}} \quad (33)$$

Ahora introduciendo

$$\gamma_\delta = \sqrt{1 - \frac{c^2}{\delta^2}} \quad (34)$$

Y escribiendo

$$\frac{n}{l} = \pm i \gamma_\delta \quad (35)$$

La convección de signos es arbitraria, y no es importante siempre y cuando sea aplicada consistentemente

Ahora reescribiremos nuestras ecuaciones en términos de  $\gamma_\alpha, \gamma_\beta$  y  $k$

$$\vec{u}_p = A(\vec{a}_x \pm i\gamma_\alpha \vec{a}_z) \exp[\pm\gamma_\alpha kz + ik(ct - x)] \quad (36)$$

$$\vec{u}_{sv} = B(\pm i\gamma_\beta \vec{a}_x + \vec{a}_z) \exp[\pm\gamma_\beta kz + ik(ct - x)] \quad (37)$$

$$\vec{u}_{sh} = C \vec{a}_y \exp[\pm\gamma_\beta kz + ik(ct - x)] \quad (38)$$

Estas ecuaciones representan ondas superficiales que se propagan en dirección de  $X$  positivo cuyas amplitudes decaen exponencialmente con  $\pm z$  (siempre que  $\gamma_\alpha, \gamma_\beta$  sean positivos).

El desplazamiento de la onda Rayleigh corresponde a la combinación de las ecuaciones (36) y (37)

$$\vec{u} = [A(\vec{a}_x - i\gamma_\alpha \vec{a}_z)e^{-\gamma_\alpha kz} + B(i\gamma_\beta \vec{a}_x + \vec{a}_z)e^{-\gamma_\beta kz}]e^{ik(ct-x)} \quad (39)$$

Donde

$$\gamma_{\delta} = \sqrt{1 - \frac{c^2}{\delta^2}} \quad \delta = \alpha, \beta \quad (40)$$

Estas son ondas viajando en dirección X positivo con velocidad de fase  $c$  y decayendo exponencialmente si  $\gamma_{\delta}$  es un real positivo.  $c < \delta$ , es decir  $c < \beta$ .

La condición de frontera es que el vector de esfuerzos a través de la superficie debe ser cero.

Para la onda P tenemos que el tensor de esfuerzo es:

$$\tau_{31} = \mu(u_{3,1} + u_{1,3}) = 2\mu u_{1,3} \quad (41)$$

$$\tau_{32} = \mu(u_{2,3} + u_{3,2}) = 0 \quad (42)$$

$$\tau_{33} = \lambda(u_{1,1} + u_{3,3}) + 2\mu u_{3,3} = \lambda u_{1,1} + (2\mu + \lambda)u_{3,3} \quad (43)$$

Para la onda SV tenemos que

$$\tau_{31} = \mu(u_{1,3} + u_{3,1}) \quad (44)$$

$$\tau_{32} = 0 \quad (45)$$

$$\tau_{33} = \lambda(u_{1,1} + u_{3,3}) + 2\mu u_{3,3} = 2\mu u_{3,3} \quad (46)$$

Considerando la componente horizontal del tensor de esfuerzos en la superficie. Utilizando la ecuación de desplazamientos de la onda Rayleigh (ecu. 39) y teniendo en cuenta las contribuciones del tensor de esfuerzo para la onda P (41) y SV (44) tenemos:

$$\tau_{31} = -2\mu\gamma_{\alpha}kA \quad (47)$$

Y

$$\tau_{31} = \mu(-Bik\gamma_{\beta}^2 - ikB) = -\mu Bik(1 + \gamma_{\beta}^2) \quad (48)$$

$$\tau_{31} = -\mu B i k \left( 2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) \quad (49)$$

Por conveniencia el termino exponencial al lado derecho de la ecuación (39) ha sido removido. Sumando (47) y (48) e igualando a cero tenemos:

$$-\mu k \left[ 2\gamma_\alpha B \left( 2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) \right] = 0 \quad (50)$$

Para la componente vertical tenemos que:

$$\tau_{33} = -A i k \lambda + \mu \frac{\alpha^2}{\beta^2} i k \gamma_\alpha^2 A \quad (51)$$

$$\tau_{33} = A i k \left( -\lambda + \mu \frac{\alpha^2}{\beta^2} \gamma_\alpha^2 \right) \quad (52)$$

$$\tau_{33} = A i k \left[ -\lambda + \mu \frac{\alpha^2}{\beta^2} \left( 1 - \frac{c^2}{\alpha^2} \right) \right] \quad (53)$$

$$\tau_{33} = A i k \mu \left( 2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) \quad (54)$$

La ecuación (54), es el tensor de esfuerzos de la componente vertical para la onda P.

Para la onda S tenemos que:

$$\tau_{33} = -2\mu B \gamma_\beta k \quad (55)$$

Sumando el tensor de esfuerzos de la componente vertical tanto de la onda P como de la onda S e igualando a cero, tenemos:

$$k\mu \left[ A i \left( 2 - \frac{c^2}{\beta^2} \right) - 2B\gamma_\beta \right] = 0 \quad (56)$$

Las ecuaciones (50) y (54) constituyen un sistema homogéneo de ecuaciones. Para una solución distinta de cero, el determinante del sistema debe ser cero.

$$\begin{vmatrix} 2\gamma_\alpha & i(2 - \frac{c^2}{\beta^2}) \\ i(2 - \frac{c^2}{\beta^2}) & -2\gamma_\beta \end{vmatrix} = 0 \quad (57)$$

Lo que implica que:

$$\left(2 - \frac{c^2}{\beta^2}\right)^2 - 4\gamma_\alpha\gamma_\beta = 0 \quad (58)$$

La ecuación anterior representa el periodo para las ondas Rayleigh. Cabe notar que  $\omega$  (frecuencia) no aparece en esta ecuación, por lo que  $c$  (la velocidad de fase) no depende de  $\omega$ . Entonces en un semiespacio, las ondas Rayleigh no son dispersivas. Para estudiar la solución de esta ecuación la reescribimos de la siguiente manera:

Elevando al cuadrado y despejando tenemos

$$\left(2 - \frac{c^2}{\beta^2}\right)^4 = 16\gamma_\alpha\gamma_\beta = 16\left(1 - \frac{c^2}{\alpha^2}\right)\left(1 - \frac{c^2}{\beta^2}\right) \quad (59)$$

Introduciendo una nueva variable:

$$\xi = \frac{c^2}{\beta^2}$$

Y expandiendo el lado izquierdo tenemos

$$\xi^3 - 8\xi^2 + 8\xi\left(3 - 2\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) - 16\left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) = 0 \quad (60)$$

Para averiguar las raíces de (60), considere el lado izquierdo como una función  $f$  de  $\xi$ , y tenga en cuenta que  $f(0)$  es un número negativo.

Para  $f(0)$ , tenemos

$$-16\left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) = f(0) \quad (61)$$

Y

$$f(1) = 1 - 8 + 8\left(3 - 2\frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) - 16\left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2}\right) \quad (62)$$

$$f(1) = 1$$

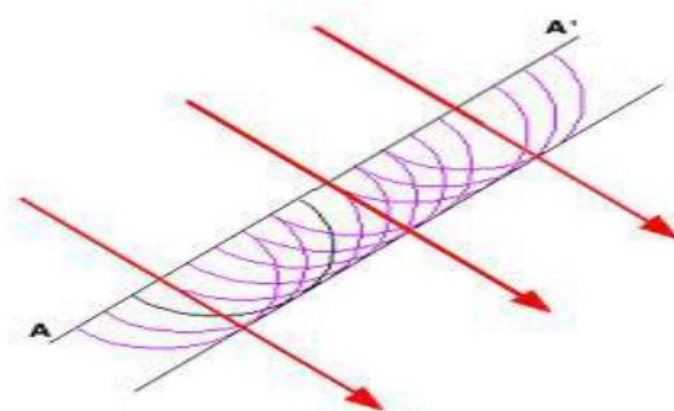
Esto significa que la ecuación (60) tiene una raíz, indicada por  $c_R$ , entre 0 y 1.

Entre las ondas superficiales también se encuentran las ondas Love u ondas SH cuyo movimiento es perpendicular a la dirección de propagación, estas ondas no son importantes para este estudio.

## 2.2. CARACTERISTICAS DEL MOVIMIENTO ONDULATORIO

- **Principio de Huygens:** Este principio establece que cada punto del frente de onda puede considerarse como una fuente secundaria que genera ondas sísmicas en la dirección de avance. [12]

*Figura 6. Principio de Huygens.*



Fuente: adaptado de [12].

De la figura 6, las flechas rojas indican la dirección del frente de onda. Los semicírculos en color violeta representan las ondas secundarias generadas por cada punto del frente de onda y cada una de estas fuentes secundarias se comportan como una nueva fuente.

- **Principio de Fermat:** este dice que: “la trayectoria seguida por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es un mínimo.” Pero este enunciado no es del todo correcto ya que no cubre todos los casos, por lo que se modificó de tal manera que “El trayecto seguido por la luz al propagarse de un punto a otro es tal que el tiempo empleado en recorrerlo es estacionario respecto a posibles variaciones de la trayectoria.” [22]

Este principio puede expresarse de otra manera: si la luz recorre en un medio el camino  $d$ , en vacío debe recorrer en el mismo tiempo un camino  $d_0$ . A este camino se lo llama (siguiendo a Huygens) camino óptico [22]:

$$d_0 = n * d \quad (63)$$

donde

$n$  es el índice de refracción para el medio respecto del vacío.

Entonces llamando

$$\text{camino optico} = \Delta = \sum n_i * d_i \quad (64)$$

Y para el caso en el que el índice de refracción sea una función de la posición  $n(x,y,z)$ , se tiene que:

$$\Delta = \int n(x, y, z) ds \quad (65)$$

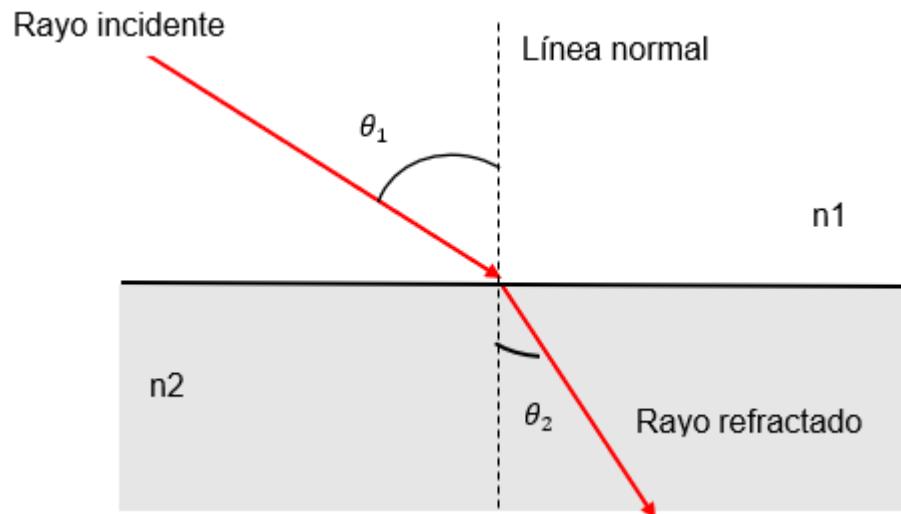
- **Leyes de Snell:** Establece una relación entre el índice de refracción de cada medio con el ángulo de corrimiento respecto de la normal.

**Ley de Refracción:** La refracción es el cambio de dirección que experimenta una onda al pasar de un medio material a otro. Sólo 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, cuando pasa de un medio a otro (ver figura 7). [13]

La ley de Snell viene dada por:

$$n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2 \quad (66)$$

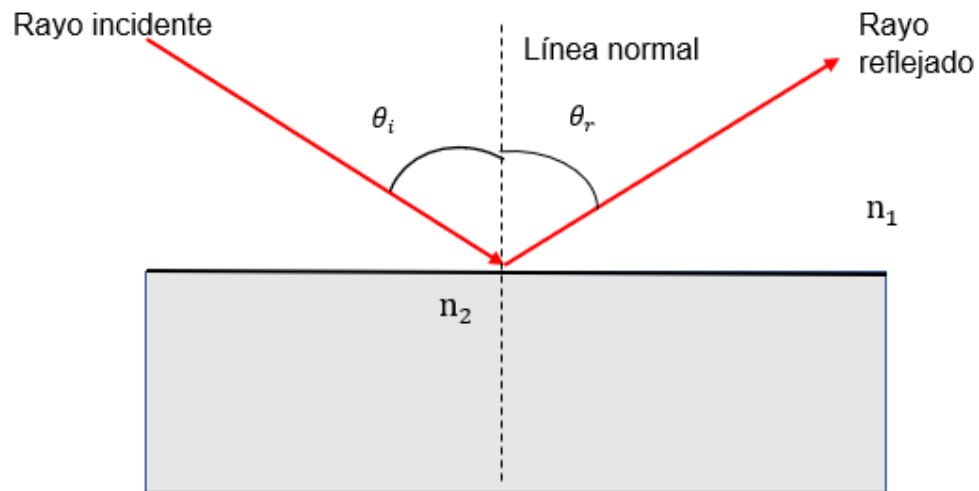
Figura 7. Esquema de la ley de refracción.



Fuente: autor.

**Ley de Reflexión:** Un rayo incidente sobre una superficie reflectante, será reflejado con un ángulo igual al ángulo de incidencia. Ambos ángulos se miden con respecto a la normal a la superficie (ver figura 8). [13]

Figura 8. Esquema de la ley de reflexión.



Fuente: autor.

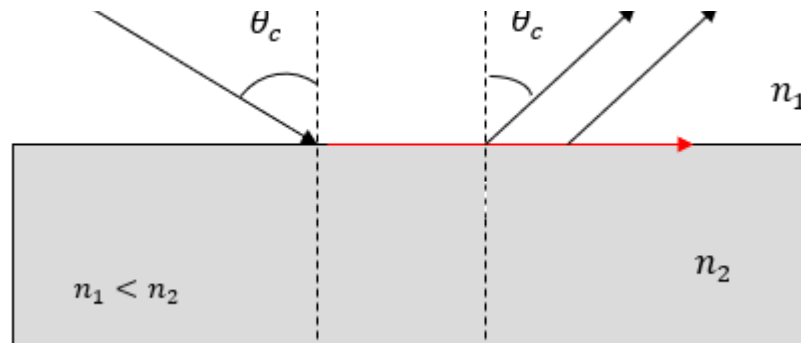
$$\theta_i = \theta_r \quad (67)$$

Cuando una onda sísmica encuentra un cambio en las propiedades elásticas del material, como es el caso de una interfase entre dos capas geológicas; parte de la energía continúa en el mismo medio (onda incidente), parte se refleja (ondas reflejadas) y el resto se transmite al otro medio (ondas refractadas) con cambios en la dirección de propagación, en la velocidad y en el modo de vibración (Ver figura 16). [15]

El ángulo crítico es el ángulo mínimo de incidencia para que se produzca reflexión total interna, pero justo en este ángulo crítico la onda viaja a través de la interfaz de los dos medios, ver figura 9.



Figura 9. Esquema de onda refractada por ángulo crítico.



Fuente: autor.

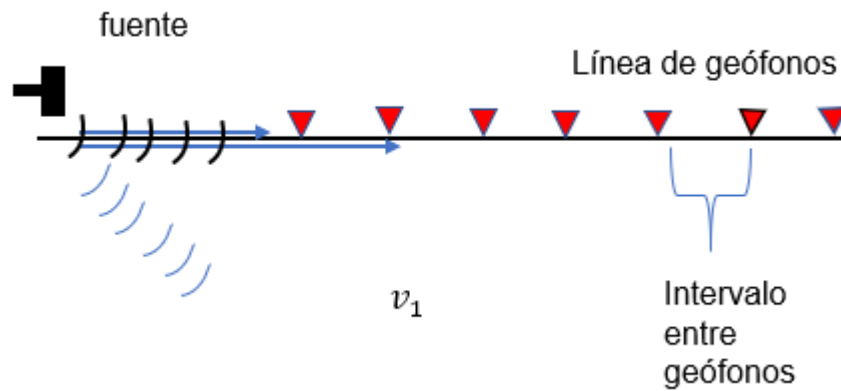
Un aspecto importante en la sismica de refracción es la del ángulo crítico ya que en ese ángulo la onda viaja por la interface de los dos medios y por el principio de Huygens cada punto del frente de onda se convierte en una onda secundaria, estas nuevas ondas secundaria emergen con el ángulo de incidencia:

$$\text{Sen}\theta_c = \frac{n_1}{n_2} \quad (68)$$

### 2.3. SISMICA DE REFRACCION

La sismica de refracción realizó grandes aportes a la prospección sísmica en sus comienzos. Hasta la década de los 60 fue extremadamente popular, especialmente en la exploración de cuencas sedimentarias donde condujo al descubrimiento de grandes campos de petróleo; posteriormente quedó relegada por los avances del método de reflexión que proporcionaba una información más detallada [16].

Figura 10. Esquema básico de un tendido sísmico.



Fuente: autor.

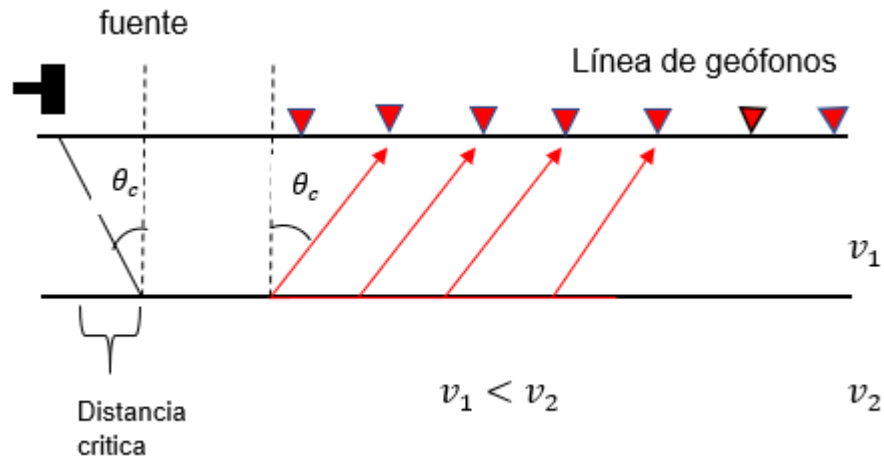
Para realizar sismica de refracción y sismica de reflexión se utiliza el mismo arreglo sísmico, que consiste en una serie de geófonos alineados en línea recta y espaciados a la misma distancia con un punto de disparo en el inicio del tendido sísmico, como se observa en la figura 10.

- Hipótesis fundamental:

Las técnicas geofísicas de sismica de refracción y sismica de reflexión son posibles gracias a que la tierra se hace más compacta a profundidad, es decir, que a mayor profundidad, mayor velocidad de propagación de las ondas de cuerpo: la onda P y la onda S. Visto desde las leyes de Snell, cuando una onda pasa de un medio con índice de refracción  $n_1$  a otro con índice  $n_2$ , la velocidad de la onda se ve afectada por este cambio, cambiando a su vez la longitud de onda.

El método de sismica de refracción se basa en la medición del tiempo de viaje de las ondas refractadas críticamente en las interfaces de las capas con diferentes propiedades físicas. [15]

Figura 11. Esquema básico de la propagación de la onda refractada por ángulo crítico.



Fuente: autor.

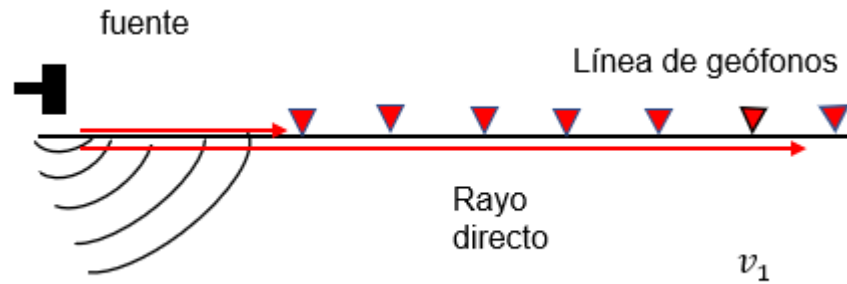
La distancia crítica como se observa en la figura 11, es la distancia mínima para que se presente refracción por ángulo crítico. La onda viajara por la interfase tomando la velocidad del medio 2,  $v_2$ .

- **LA ONDA DIRECTA Y SU TIEMPO DE VIAJE.**

La onda directa es aquella que viaja por la superficie desde la fuente directamente al receptor a una velocidad constante  $v_1$  (figura 12).

El tiempo de viaje para la onda directa para un medio homogéneo es función lineal de la distancia Fuente-Receptor ( $x$ ).

Figura 12. Representación del camino recorrido por la onda directa.



Fuente: autor.

$$t = \frac{x}{v_1} \quad (69)$$

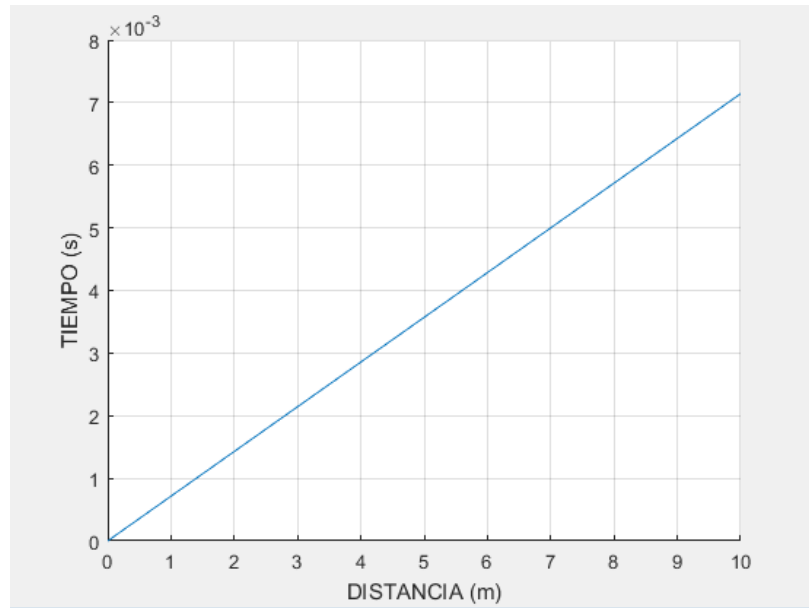
La ecuación (69), describe matemáticamente el tiempo de viaje de la onda directa para un medio homogéneo desde la fuente a cada uno de los receptores ( $x$ ), se observa que el tiempo depende de la velocidad de propagación en dicho medio.

El tiempo es directamente proporcional a la distancia, por lo que la gráfica de  $x$  vs  $t$  será una recta cuya pendiente es:

$$\frac{1}{v_1} = \textit{lentitud} \quad (70)$$

Como se observa en la figura 13.

Figura 13. Grafica de distancia vs Tiempo para la onda directa.



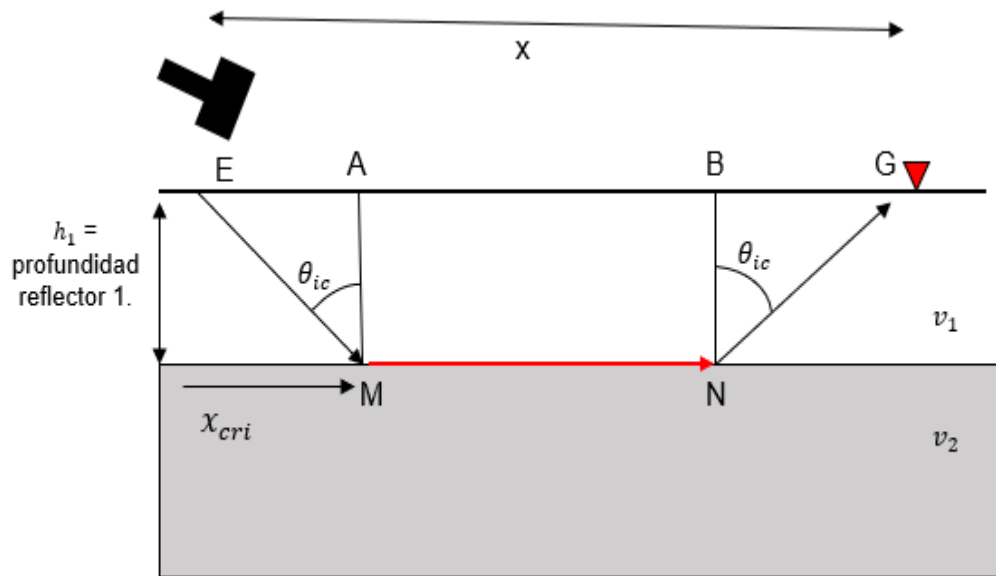
Fuente: autor.

- **LA ONDA REFRACTADA CRITICAMENTE Y SU TIEMPO DE VIAJE.**

Cuando el subsuelo tiene una interfaz, lo que se conoce como el caso de dos capas horizontales, como se observa en la figura 14, se realiza el siguiente análisis para conocer el tiempo de viaje de la onda refractada críticamente.

El tiempo de viaje de la onda refractada por ángulo crítico es función lineal de la distancia Fuente-receptor ( $x$ ).

Figura 14. Onda refractada por ángulo crítico.



Fuente: adaptado de Prospección sísmica [24].

Donde

$$v_1 < v_2$$

En la figura 14 se tiene la representación gráfica de la onda refracta por ángulo crítico desde la fuente hasta el último receptor G para el caso de dos estratos horizontales. El camino que recorre la perturbación desde la fuente de energía E hasta el geófono G, es aquel rayo que se refracta con ángulo crítico y viaja a la velocidad \$v\_2\$ por la interfaz. Como cada punto alcanzado por este rayo emite nuevas ondas por el Principio de Huygens, solo tendremos en cuenta aquel que sale con el mismo ángulo de incidencia \$\theta\_{ic}\$.

El tiempo de viaje desde la fuente hasta el receptor G será:

$$t = \frac{EM}{v_1} + \frac{MN}{v_2} + \frac{NG}{v_1} \quad (71)$$

La que quedara como:

$$t = \frac{2h_1(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_2 v_1} + \frac{x}{v_2} \quad (72)$$

De la ecuación (72) se pueden obtener los tiempos de llegada a cada uno de los receptores X.

Cabe recalcar que la onda refractada por ángulo crítico se observa a partir de cierta distancia que corresponde a la distancia crítica (distancia EA) y el ángulo crítico.

El ángulo crítico depende de las velocidades  $V_1$  y  $V_2$ .

$$\text{Sen} \theta_{ic} = \frac{v_1}{v_2} \quad (73)$$

$$\tan \theta_{ic} = \frac{x_{cri}}{h_1} \quad (74)$$

$$x_{cri} = \tan \theta_{ic} \cdot h_1 \quad (75)$$

La ecuación (75) corresponde a la distancia crítica mencionada anteriormente.

De la ecuación (72), se puede obtener el espesor del primer estrado  $h_1$ :

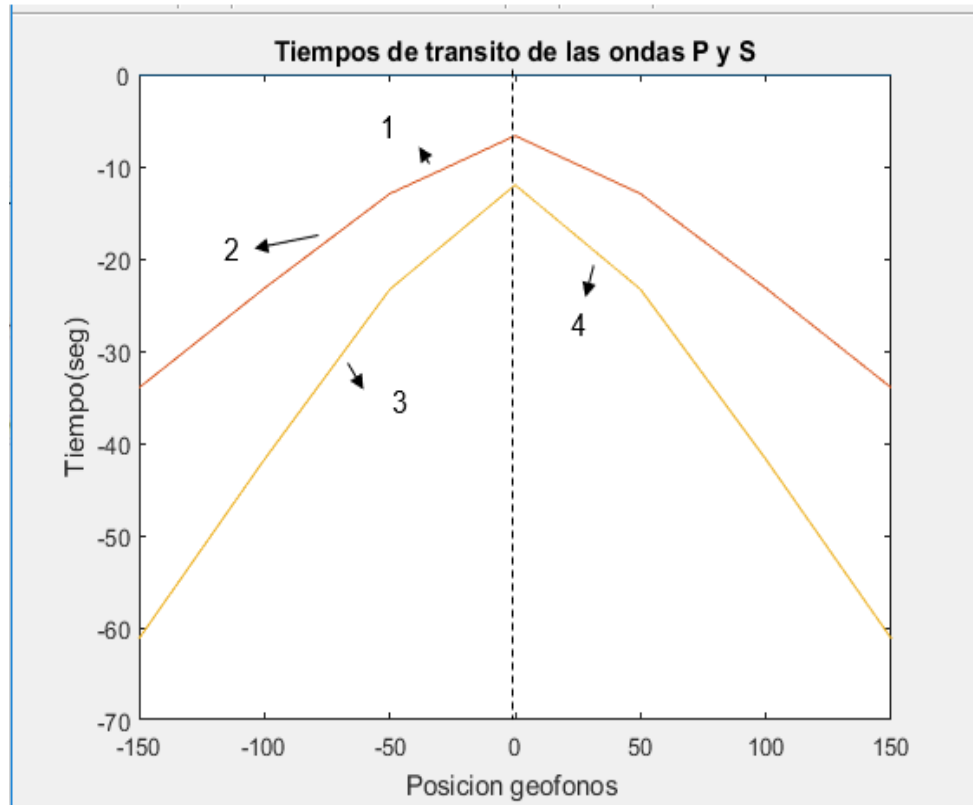
$$h_1 = \frac{t v_2 v_1}{2(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (76)$$

Para el primer intercepto de la recta de los tiempos de refracción, es decir,  $x=0$ .

En la figura 15 se observan los tiempos de transito de las ondas P y S en dos estratos homogéneos, el tramo 1 y 2 corresponde a la onda directa y refractada de la onda P respectivamente, este cambio de pendiente de 1 a 2 se debe al cambio de estrato lo que implica un cambio en la velocidad de propagación, esta aumenta, esto si se cumple la hipótesis de que a mayor profundidad mayor

compactibilidad del medio. Los tramos 3 y 4 corresponden a las ondas refractadas y directa de la onda S respectivamente. Recordando que la onda P tiene mayor velocidad que la onda S por lo que sus tiempos de viaje son menores.

Figura 15. Tiempos de transito de las ondas P y S.



Fuete: autor.

- **CASO DE VARIAS CAPAS HORIZONTALES.**

Para el caso de múltiples reflectores horizontales hay que tener en cuenta la pendiente que toma el rayo refractado en cada estrato, esta pendiente corresponde a:  $p = \frac{1}{v_{reflector}}$ , también conocida como lentitud. El tiempo  $t_0$

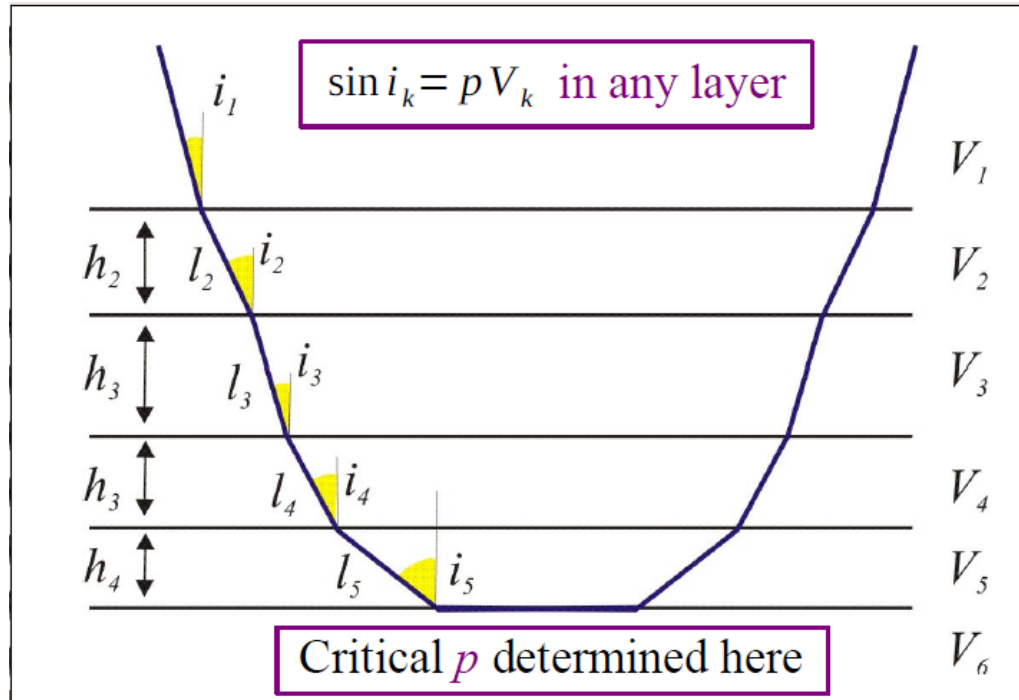


se va acumulando a medida que atraviesa más capas, siendo éste el tiempo

de fuente a receptor dado por:  $t = \sum_{k=1}^n \frac{2h_k}{v_k} \cos i_k + px$  (77)

La propagación de una onda a través de varias capas homogéneas y horizontales se observan en la figura 16. [23]

Figura 16. Refracción en múltiples capas homogéneas.



Fuente: tomado de Refraction Seismic Method [23].

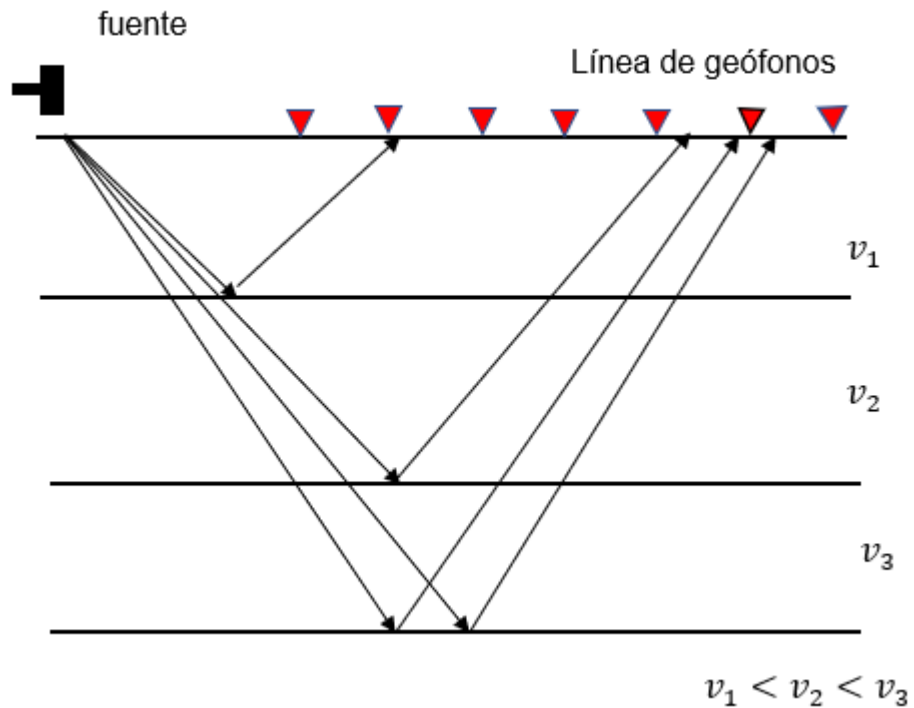
En la figura anterior el ángulo de incidencia viene dado por el término  $i_k$ . El ángulo de refracción varía dependiendo la velocidad del siguiente estrato siguiendo las leyes de Snell.

## 2.4. SISMICA DE REFLEXIÓN

El método sísmico de reflexión se basa en las reflexiones del frente de ondas sísmico sobre las distintas interfases del subsuelo (figura 17). Estas interfases (reflectores) responden, al igual que en la refracción, a contrastes de impedancia que posteriormente se relacionaran con las distintas capas geológicas. Las ondas reflejadas también se comenzaron a analizar en la década de 1920, pero se utilizaban principalmente para detectar domos salinos o contactos de pizarra-piedra caliza [24]. En la década siguiente, este método desplazó al de Refracción en la exploración petrolera, y las razones de esto fueron las siguientes [24]:

- El problema de la capa oculta que llega a ser crítico en las secuencias geológicas encontradas en la exploración petrolera.
- La longitud del tendido de cables con geófonos, que oscila entre tres y cuatro veces la profundidad investigada.
- La fuente de energía necesaria para lograr una buena señal a grandes distancias.

Figura 17. Esquema básico de sismica de reflexión con varios estratos.

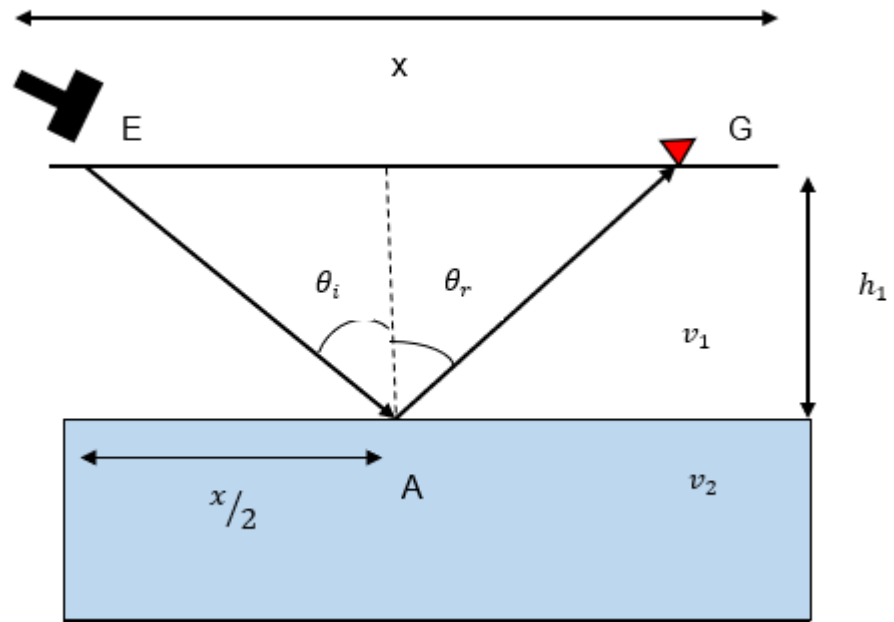


Fuente: autor.

- **LA ONDA REFLEJADA Y SU TIEMPO DE VIAJE.**

Observemos como es el tiempo de viaje de las ondas reflejadas y que tipo de ecuación constituyen. En la figura 18 se analizará el recorrido y el tiempo de viaje de la onda reflejada.

Figura 18. Emisión y recepción de un rayo reflejado en un estrato.



Fuente: adaptado de Prospección sísmica [24].

Como se observa en la figura 18, el tiempo de viaje de la onda reflejada equivale al tiempo del tramo EA más el tramo AG, entonces

$$t_r = \frac{EA}{v_1} + \frac{AG}{v_1} \quad (78)$$

Como

$$EA = AG = \left[ \left( \frac{x}{2} \right)^2 + h_1^2 \right]^{1/2} \quad (79)$$

entonces

$$t_r = \frac{(x^2 + 4h_1^2)^{1/2}}{v_1} \quad (80)$$

Elevando la expresión (80) al cuadrado, dividiendo por  $4h_1^2$  y reagrupan el resultado, se obtiene que:

$$\frac{t^2}{4h_1^2/v_1^2} - \frac{x^2}{4h_1^2} = 1 \quad (81)$$

Llamando:

$$y = t$$

$$a = \frac{2h_1}{v_1}$$

$$b = 2h_1$$

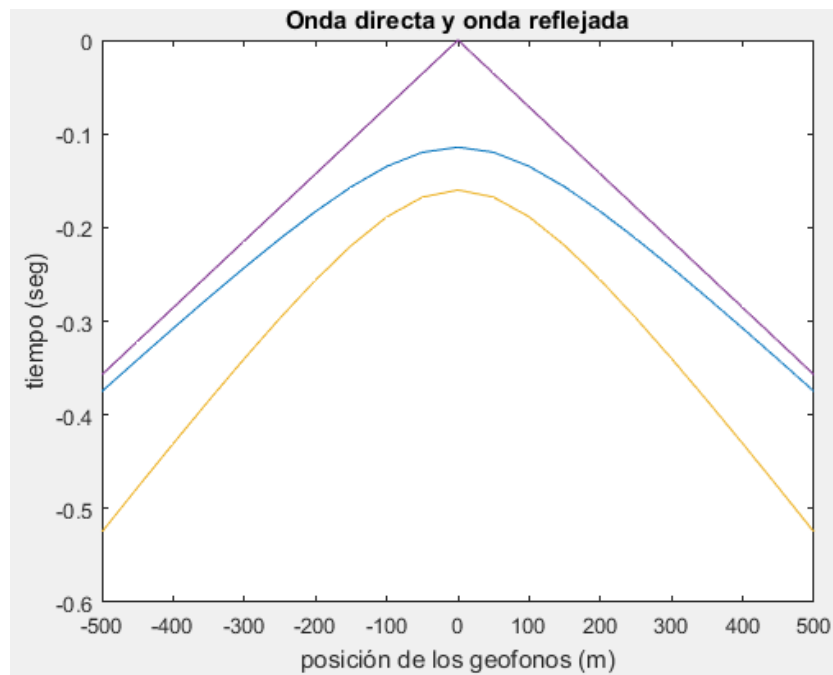
Se observa que se trata de la ecuación de una hipérbola:

$$\frac{y^2}{a^2} - \frac{x^2}{b^2} = 1 \quad (82)$$

Es importante analizar los tiempos de arribo, porque tendremos que reconocer todas las reflexiones. Como las altas frecuencias tienen mejor definición en el arribo que las bajas y se atenúan rápidamente, entonces el método permitirá identificar todos los arribos posteriores al primero.

En la figura 19 se podrá apreciar claramente las hipérbolas que corresponden a las ondas reflejadas para dos estrados homogéneos.

*Figura 19. Tiempos de transito onda directa y reflejada.*



Fuente: autor.

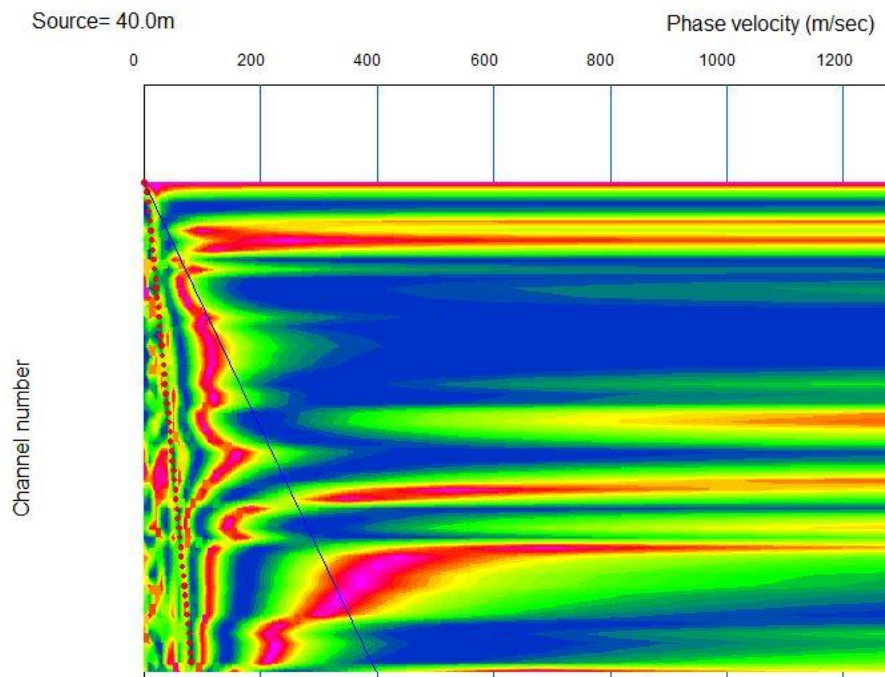
La parte 1 corresponde a onda directa, es decir, la que va de fuente receptor directamente. La parte 2 y 3 corresponde a las hipérbolas de las ondas reflejadas en el primer y segundo estrato respectivamente.

## **2.5. TECNICA DE MASW**

Multichannel Analisis of Surface Waves (MASW), es un método no invasivo, se usa para evaluar la velocidad de onda de corte (Ondas S), vinculado al mismo módulo de corte (G). Este método analiza las propiedades de dispersión de los modos fundamentales de las ondas Rayleigh, las cuales se propagan a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores. [19]

Los registros se realizan con 12 o más geófonos en distancias cortas y largas desde una fuente impulsiva o vibratoria, que proporcionan una redundancia estadística para medir las velocidades de fase. Los datos multicanal permiten la identificación de los modos fundamentales, además de modos superiores como se observa en la figura 20, que dependiendo el caso pueden ser utilizados en el procesamiento o simplemente ignorados y tener en cuenta solo el modo fundamental. [20]

Figura 20. Grafica de dispersión. Modo Fundamental y Modo superior.



Fuente: autor.

El principio de las técnicas SASW (Spectral Análisis of surface Waves) y MASW está asociado al carácter dispersivo de las ondas de Rayleigh cuando atraviesan un medio estratificado. La dispersión ocurre cuando al atravesar un material se separan las ondas de distintas frecuencias y que debido a las diferentes longitudes de onda viajaran a diferentes velocidades. Incrementando la longitud de onda (bajando la frecuencia) la profundidad a la que puede llegar la onda es mayor. Basado en estas hipótesis es posible, analizando rangos de frecuencia típicos, definir las propiedades acústicas del terreno a varias profundidades.

Dependiendo de diferentes parámetros se puede estimar el rango de detalle de los estudios y la profundidad de investigación con el método MASW como se puede observar en la tabla 1, en dicha tabla se aprecia la relación Longitud del tendido sísmico-Profundidad de investigación. Aunque siempre dependerá de los materiales del terreno y su homogeneidad. [25]

Tabla 1. Relación Profundidad de investigación- longitud del tendido sísmico.

<b>Longitud de Perfil</b>	<b>Resolución lateral</b>	<b>Profundidad de investigación</b>
2.4 m	0.1 m	1 m
11 m	0.5 m	1-6 m
17.5 m	0.75 m	5-12 m
24 m	1 m	6-18 m
60 m	2 m	20-30 m
92 m	4 m	30-50 m
120 m	5 m	>50 m

Fuente: Sísmica de ondas superficiales [25]

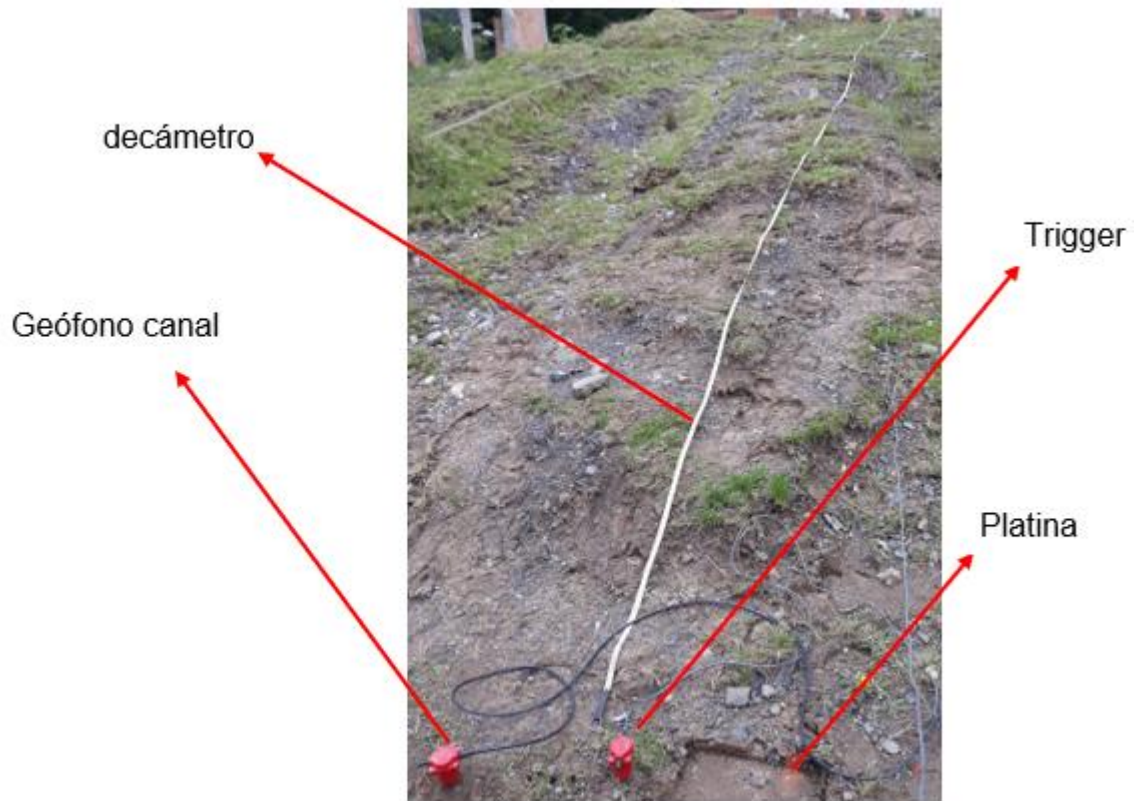
En la tabla 1 se observa que la profundidad que se alcanza depende directamente de la longitud de la línea sísmica que se realice. Se observa que la profundidad de investigación se encuentra entre  $\frac{1}{3}$  y  $\frac{1}{2}$  de la longitud del tendido sísmico.



## 2.6. EQUIPO Y FUNCIONAMIENTO

Para realizar estos métodos se disponen una serie de sensores en línea recta espaciados a una distancia conocida, formando lo que se conoce como *tendido sísmico* (imagen 1).

Imagen 1. Tendido sísmico realizado con el SuperOne.

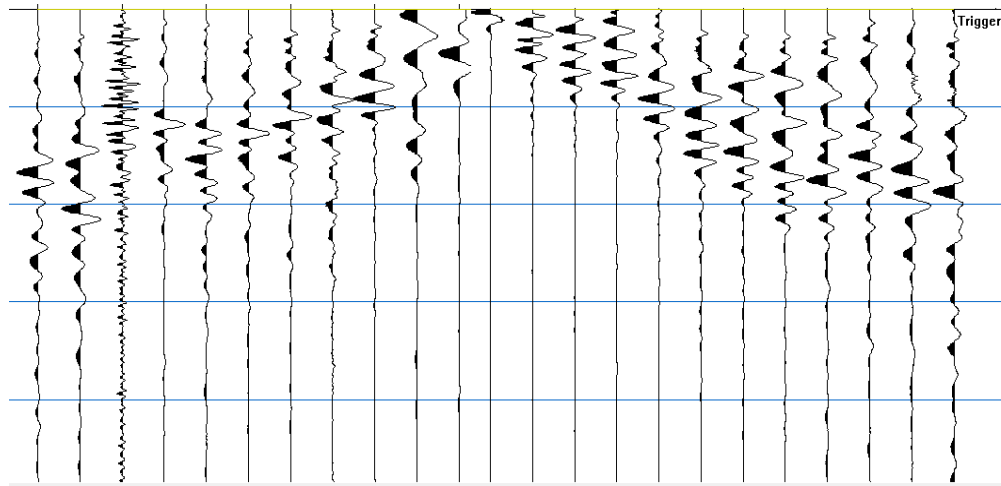


Fuente: autor.

En el punto de inicio o fuente es donde se generan las ondas sísmicas por medio de un martillo o explosivos, a este punto se le llama *punto de disparo*.

El registro de las llegadas de las ondas a cada uno de los receptores se conoce como *traza* y el conjunto de todas las trazas forma el *sismograma* (figura 21).

*Figura 21. Sismograma obtenido con el equipo de sismica SuperOne mediante el método Split-spread.*



Fuente: autor.

Equipos sísmicos de 24 canales permite obtener información simultánea en todos los receptores, dando mayor precisión ya que todos los geófonos reciben información de la fuente. Estos equipos se utilizan para obtener un sismograma de los terrenos (sección de velocidad sísmica de los terrenos) además ofrece información para calcular la profundidad del substrato y sus características mecánicas [7]. El software de adquisición varía según la empresa, algunos de ellos permiten ingresar ciertos parámetros de manera manual, otros son menos flexibles y solo permiten seleccionar parámetros dados por el programa.

Dichos equipos están compuestos en general por:

- Geófonos.
- Cables conectados a cada receptor.
- Unidad de adquisición.

*Imagen 2. Adquisición con el equipo de sismica GEODE24.*



Fuente: autor.

Para realizar MASW con estos equipos se usan geófonos de baja frecuencia (4.5 Hz) que permiten capturar ondas superficiales.

Los equipos con los cuales se desarrollará este trabajo de grado son el *SuperOne* y el *GEODE24*.

- **GEODE24:** Es un equipo multicanal, consta de 24 canales que puede ser expandido hasta 48 canales. Sus componentes son:
  - Consola de adquisición.
  - Geófonos.
  - Trigger.
  - Cables de conexión.

Características:

- 24 bit
- ancho de banda de resolución ultra alta de 20 kHz (8 a 0.02 ms de muestreo)
- baja distorsión (0.0005%)
- bajo ruido (0.2uV)

- precisión de apilamiento (1/32 del intervalo de muestra).

*Imagen 3. GEODE24*



Fuente: Geometrics Geode 24 Ultra-Light Exploration [26]

- **SuperOne:** es un sismógrafo de un solo canal, económico, fácil de usar y transportar. Se pueden realizar con él adquisiciones de perfiles sísmicos con menores costos en logística [8]. El equipo puede ser utilizado, entre otros servicios, para:
  1. Estudios de refracción sísmica (onda P y onda S).
  2. Análisis de velocidades de onda P en capas superficiales.
  3. Análisis de ondas superficiales.

Los componentes del SuperOne son:

1. **Unidad de adquisición:** en esta caja es donde se realizan todas las conexiones necesarias para poder proceder con la toma de datos [2]. Como se observa en la figura cuenta con 4 puertos en los que se

conectaran: el Trigger, el canal, una batería de ser necesaria y un puerto USB que va conectado a un computador, en el cual se realizara la configuración mediante el uso de un software de adquisición.

*Imagen 4. Unidad de adquisición.*



Fuente: autor.

2. **Trigger:** Consta de dos geófonos que se encarga de marcar el momento de inicio de registro de la unidad de adquisición y su finalización [2].

*Imagen 5. Trigger.*



Fuente: autor.

3. **Geófono canal:** Este sensor es el encargado de capturar y registrar los movimientos del terreno en función del tiempo [2].

En el sismograma se observan los tiempos de arribo de la primera onda sísmica correspondiente a la onda directa y la refracta críticamente, respectivamente.

*Imagen 6. Geófono canal.*



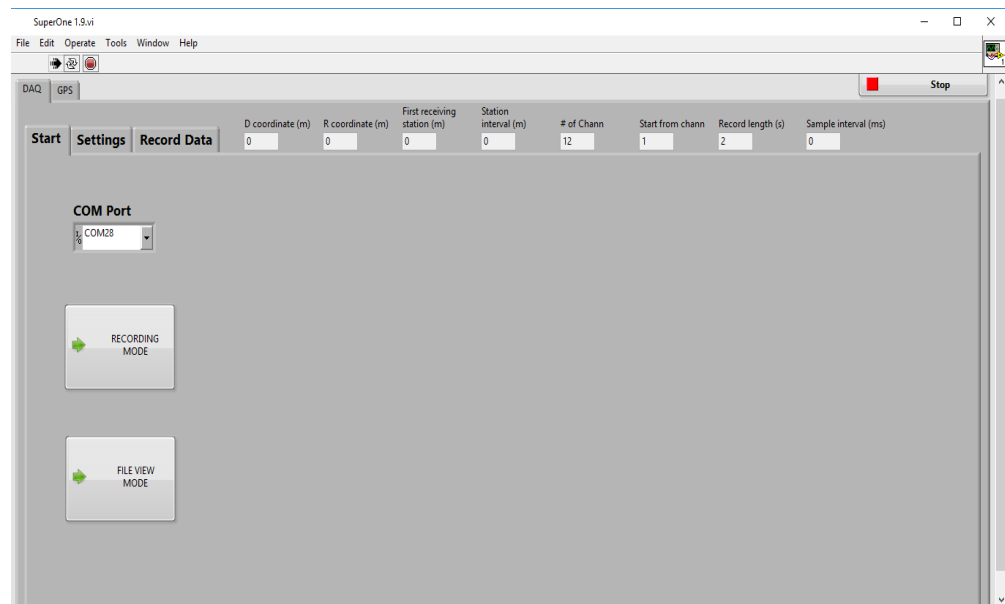
Fuente: autor.

4. **Software de adquisición:** En este programa se adquieren y visualizan los datos obtenidos en el sismógrafo. En este se ingresan los parámetros a utilizar, estos son:
- Puntos de disparo: 1SP (shot point) o 2SP.
  - Coordenada del trigger, para perfil (D) y contraperfil ®.
  - Coordenada del primer canal.
  - Intervalo entre canales.
  - Número de canales: 12 o 24 canales.
  - Desde que canal empezar a recorrer.



- Longitud de registro: Hasta que tiempo va a estar el canal abierto para recibir y registrar señales. Las opciones que da el software para el tiempo de registro son: 0.2 [s], 0.4 [s], 0.6 [s], 1 [s], 2 [s].
- Intervalo de muestreo: Intervalo temporal en el que recibe y registra datos, para el caso de sísmica de refracción que son ondas de alta frecuencia el intervalo de muestreo debe ser bajo (0.25 ms) y para el caso de ondas superficiales el intervalo debe ser un poco más alto para evitar un recorte en las altas frecuencias. Las opciones que tiene el software para el periodo de registro son: 0.25 [ms], 0.5 [ms], 1 [ms], 2 [ms].

*Imagen 7. Software de adquisición.*



Fuente: autor.

Dependiendo la combinación que se tome entre la longitud de registro y el intervalo de muestreo cambia la cantidad de datos que se registran en cada traza como se puede observar en la tabla 2.

Tabla 2. Combinaciones y cantidad de datos registrados.

		Record Length (ms)				
		# datos P	200	400	600	1000
Sample Rate (ms)	0.25	800	1600	2400	4000	8000
	0.5	400	800	1200	2000	4000
	1	200	400	600	1000	2000
	2	100	200	300	500	1000

Fuente: autor.

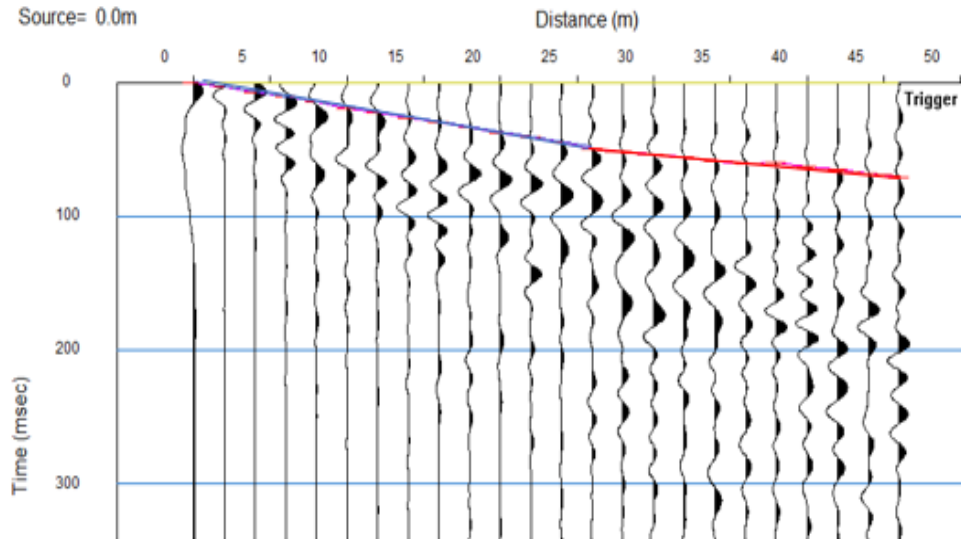
### 3. SOFTWARE DE PROCESAMIENTO Y EL RMSE

Los programas utilizados para el procesamiento de datos sísmicos fueron:

- **Pickwim:** (Pick First Breaks or Dispersion Curves). Este programa permite visualizar el sismograma obtenido en la adquisición, con esto podemos realizar el “picado” de los primeros arribos de las ondas generadas. Estos primeros arribos corresponden a la onda directa y la onda refractada que aparece a partir de cierta distancia dada por la distancia crítica. (figura 22)



Figura 22. Picado de los primeros arribos de un sismograma correspondiente a una línea de 46 metros.



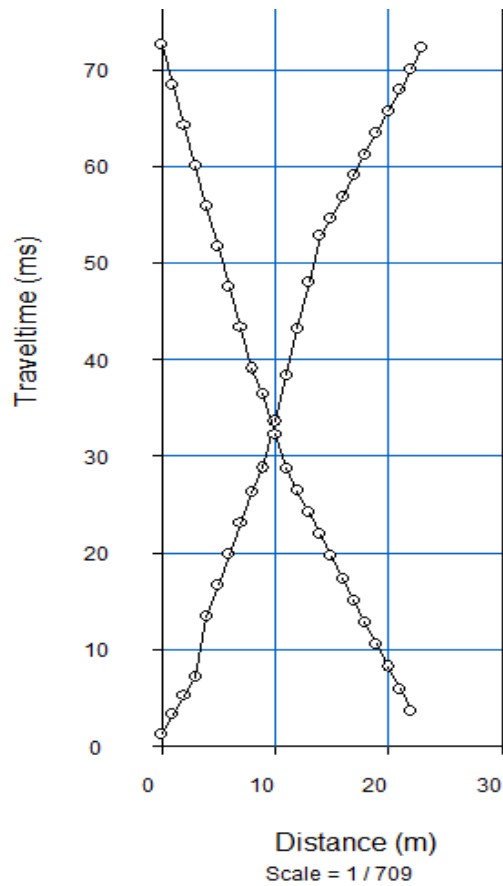
Fuente: Autor.

En la figura 22 se observa que la línea azul corresponde a onda directa y a los 28 metros se ve un quiebre, donde inicia la línea roja, se presenta un cambio en la pendiente lo que no indica la presencia de otro estrato, esta línea roja corresponde a onda refractada críticamente.

Cabe recordar que la onda que se pica es la onda P, ya que esta tiene mayor velocidad que las ondas S y las ondas superficiales.

- **Plotrefa:** En este programa se carga el picado del perfil y el contraperfil, con esto se genera el modelo inicial, donde se pueden observar los resultados.

Figura 23. Perfil y contraperfil, observados en el programa Plotrefa.



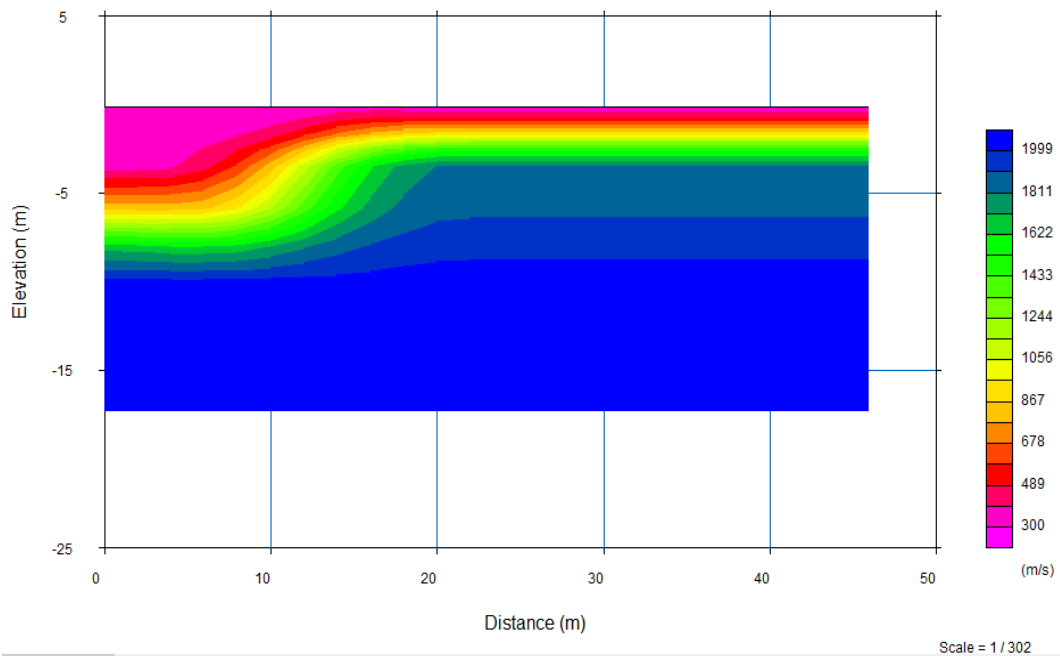
Fuente: Autor

En la figura 23 se observan los tiempos de arribo de la primera onda a de cada uno de los 24 receptores. Luego de generado el modelo inicial se obtiene como resultado la profundidad alcanza y la velocidad en cada una de las capas.

Para generar el modelo inicial se realiza lo que se conoce como “inversión”, que consiste en la inversa del modelo directo. El modelo directo es en el que se conocen las propiedades del subsuelo y se obtienen los tiempos de llegada de las ondas. El proceso de inversión parte de datos observados, aplica una operación que retrocede a través del experimento físico, y produce un modelo del subsuelo. Si los datos

obtenidos son de buena calidad y se hace un buen procedimiento, incluyendo el picado de los primeros arribos, el modelo generado luego de la inversión es similar al subsuelo real.

*Figura 24. Ejemplo de una gráfica de inversión del modelo inicial.*

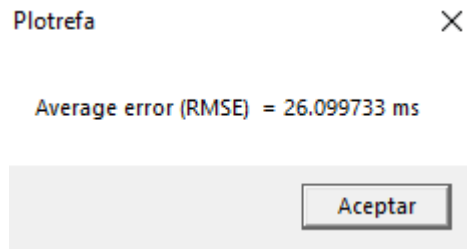


Fuente: autor

Luego de generado un modelo inicial para el picado del perfil y contraperfil se realiza la inversión, dando como resultado una gráfica en la que se puede visualizar como tal la profundidad alcanzada en nuestra adquisición y la velocidad para cada segmento de capas, como se observa en la figura 2, la línea sísmica fue de 46 metros y la profundidad alcanzada fue de aproximadamente 10 metros.

Algo a tener en cuenta en este punto es el RMSE, que para la anterior figura 24 es de 26.099 ms, como se muestra en la imagen 8.

Imagen 8. RMSE obtenido de la tomografía.



Fuente: autor

Este RMSE (Root Mean Square Error) o raíz del error cuadrático medio, es una medida de desempeño cuantitativa. Representa la varianza entre los datos observados y los calculados, es decir, que tanto se ajusta la curva calculada con la observada. [27]

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_t - F_t)^2} \quad (83)$$

Donde  $A_t$  es un vector de los valores previstos y  $F_t$  es el vector de los valores observados. [27]

#### 4. DETECCIÓN DE ERRORES EN EL EQUIPO

Durante el desarrollo de este trabajo de grado se encontraron una serie de desaciertos y errores en los resultados obtenidos de las adquisiciones sísmicas. Estos errores fueron expuestos al departamento de soporte técnico de la empresa desarrolladora del equipo.

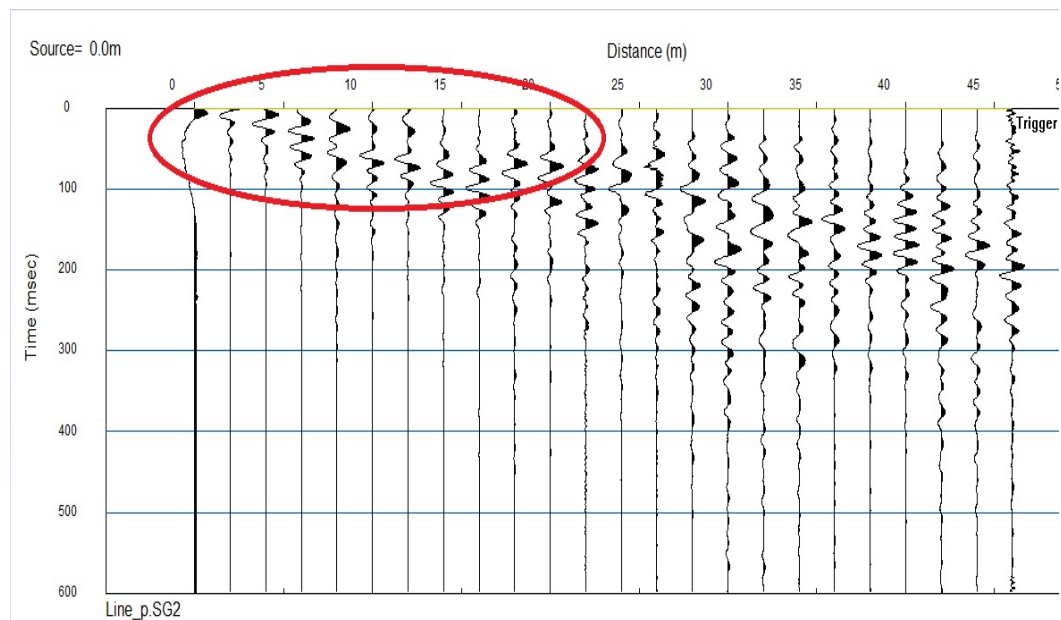
Los fallos e inconvenientes encontrados fueron:

##### 1. Problema de corte en las primeras trazas

La figura 25 corresponde a una adquisición a 24 canales con parámetros de: intervalo de muestreo 0.5 milisegundos y longitud de registro 0.6 segundos. ¿Dónde está el primer arribo? Como se aprecia en la zona

señalada es imposible picar el primer arribo desde el canal 1 hasta el canal 6, esto conlleva un error a la hora de procesar los datos porque el picado del primer arribo en estas trazas es incierto. Lo ideal es poder ingresar un parámetro de retraso (delay) así como lo permite el software del GEODE24. El retraso es un parámetro que le indica al software de adquisición que empiece a grabar milisegundos antes de que el canal abra, El canal se abre cuando el trigger siente una perturbación fuerte, en otras palabras, cuando se da un martillazo en la platina genera un perturbación que llega al trigger y esté le indica al canal que debe empezar a guardo este registro, pero si la distancia es muy corta la onda llega al canal antes de que empiece a grabar y lo que se obtiene son ondas secundarias como las superficiales, esto se aprecia claramente en el canal 1.

*Figura 25. Sismograma correspondiente al perfil de una línea de 46 metros.*

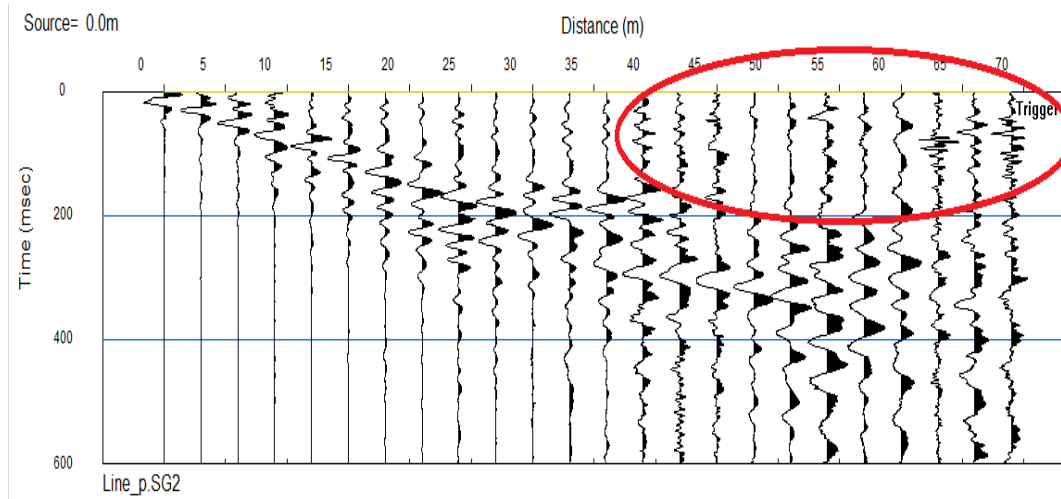


Fuente: Autor.

## 2. Registro en los últimos geófonos.

La figura 26 corresponde a una línea de 69 metros no se logra percibir los primeros arribos en las últimas trazas, estos arribos se confunden con ruido, esto se puede apreciar desde la traza 13 hasta la 24.

*Figura 26. Sismograma de una línea de 69 metros.*



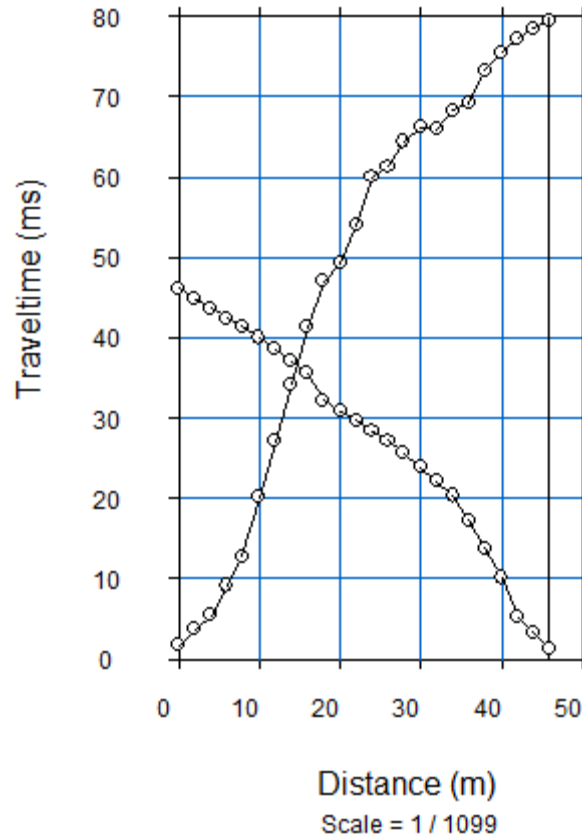
Fuente: Autor.

## 3. Perfil-Contraperfil.

Cuando se realiza una adquisición en el modo de "1SP" para obtener el perfil y luego se realiza el contraperfil de igual manera en 1SP, a la hora de procesar no se cumple la ley de reciprocidad del tiempo, como se observa en la figura 27. La velocidad máxima es muy diferente en el perfil y el contraperfil.

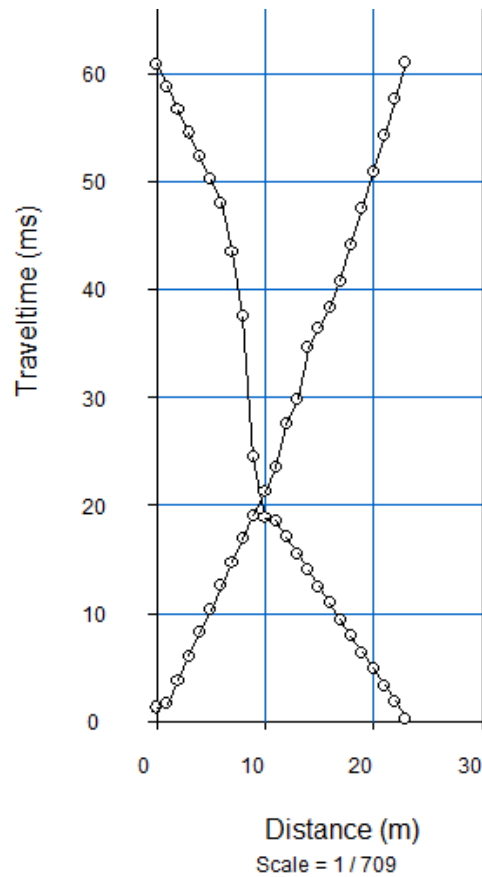
En cambio, de manera contraria al realizar la adquisición en “2SP”, se observa en el programa plotrefa que, si se cumple esta ley, las velocidades máximas tienden a ser similares, figura 28.

Figura 27. Tiempos de llegada del primer arribo vistos en plotrefa, 1SP.



Fuente: Autor.

Figura 28. Tiempos de llegada del primer arribo vistos en plotrefa, 2SP.



Fuente: Autor.

#### 4. Problemas con el software en la configuración de 2SP.

Un problema que se me presentó en la configuración de 2SP es que el software de adquisición no deja cambiar canal, es decir, doy el golpe para el perfil, obtengo la traza, ahora se debe cambiar canal para realizar el contraperfil, pero el programa no deja cambiar canal, sigue estando en el perfil. Por lo que se debe detener el programa, cerrarlo, abrirlo de nuevo y continuar en la traza que estaba realizando. Este error no se presenta muy seguido, pero ha ocurrido varias veces.



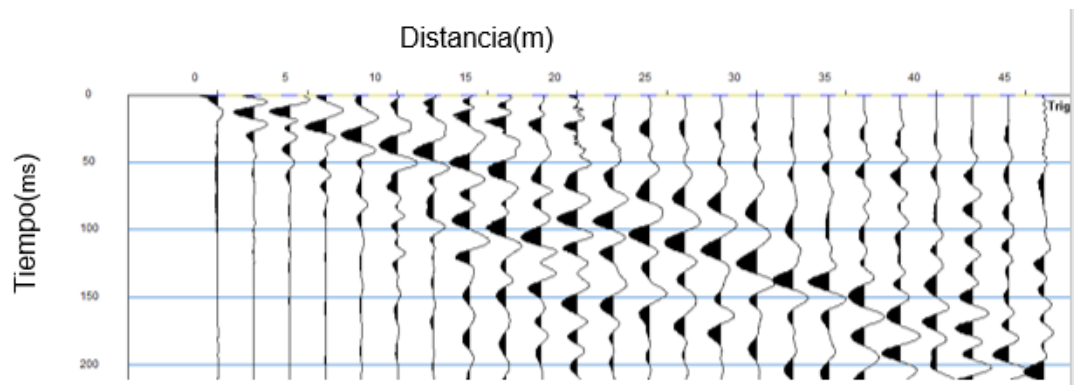
Luego de las actualizaciones tanto del software de adquisición como del firmware de la consola se notó el cambio en los resultados obtenidos de cada adquisición.

### 1. Corte en las trazas.

Como se aprecia en la figura 29 y 30. Ahora se puede ver con claridad los primeros arribos, los sismogramas son más limpios, no hay exceso de ruido, estos dos sismogramas corresponden a una misma línea de 46 metros con parámetros de longitud de registro e intervalo de muestreo de 0.6 segundos y 0.5 milisegundos, respectivamente.

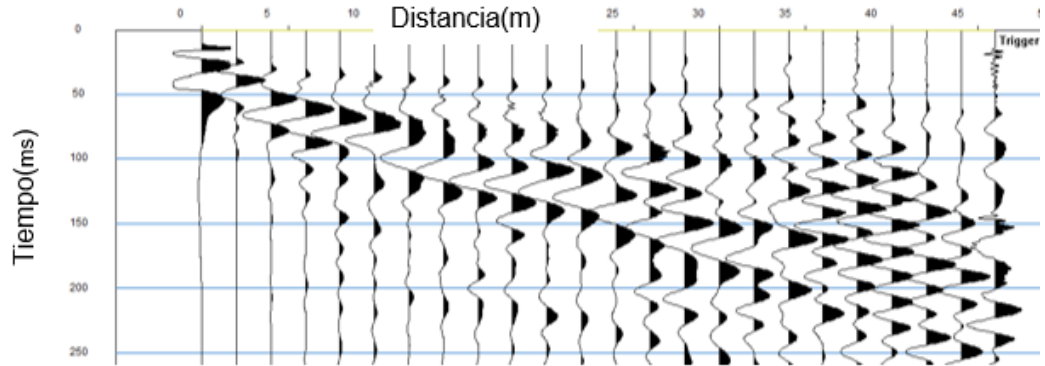
A continuación, se observa dos sismogramas de una línea de 46 metros antes y después de las reparaciones.

*Figura 29. Sismograma de una línea de 46 metros antes de las reparaciones.*



Fuente: Autor.

Figura 30. Sismograma de una línea de 46 metros después de las reparaciones.

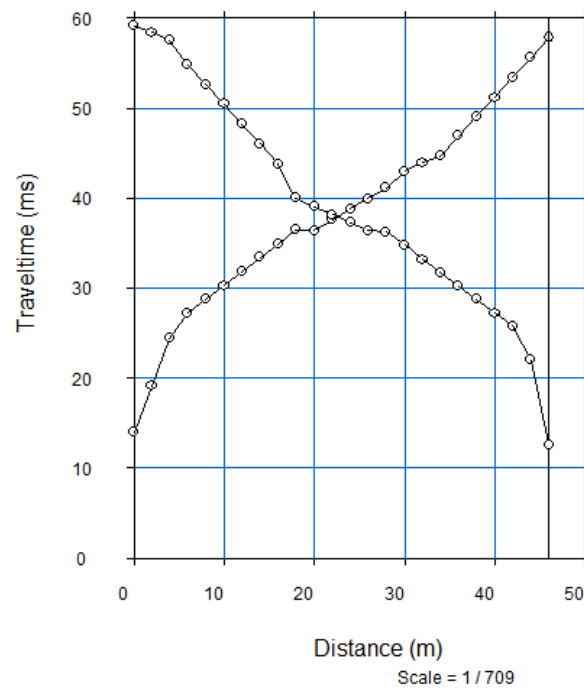


Fuente: Autor.

## 2. Perfil-ContraPerfil.

Sin la presencia del corte en las trazas se observa una clara mejora en cuanto la reciprocidad del tiempo para adquisiciones en 1SP como se observa en la figura 31.

Figura 31. Tiempos de llegada de los primeros arribos vistos en plotrefa.

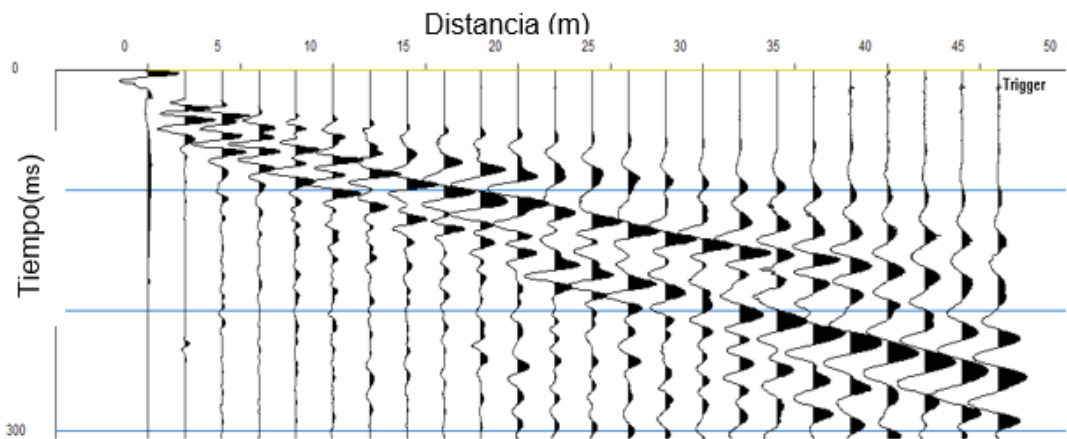


Fuente: autor.

### 3. Ruido en los últimos canales:

Un problema recurrente se encontraba en el exceso de ruido en los últimos canales, se observó una clara mejora en este aspecto también como se puede observar en la figura 30.

Figura 32. Sismograma de una línea realizada en el patinódromo.



Fuente: autor

## 5. CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE EN TIEMPO Y FRECUENCIA

La fuente consta de un martillo de 14 Lb y una platina de hierro de 20x20 cm, como se observa en la imagen 9.

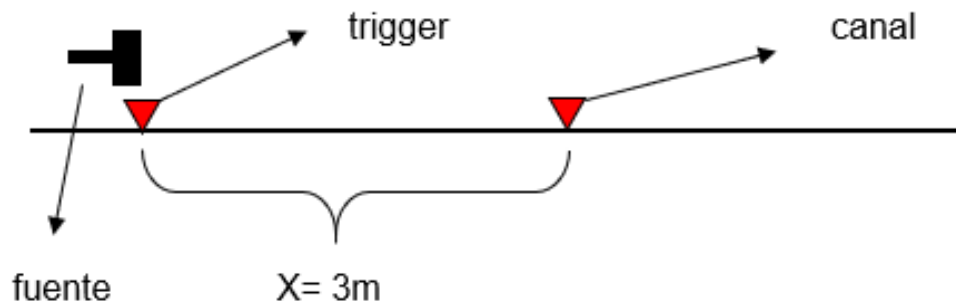
Imagen 9. Martillo y platina utilizados en la investigación.



Fuente: autor

Para caracterizar la fuente en tiempo lo que se realizó fue adquirir datos sísmicos en un solo canal, siempre en la misma posición (figura 33), la perturbación era generada por diferentes personas. Se adquirieron tres (3) sismogramas con tres (3) trazas en un mismo punto, luego se tomaron los tiempos de los primeros arribos y se compararon.

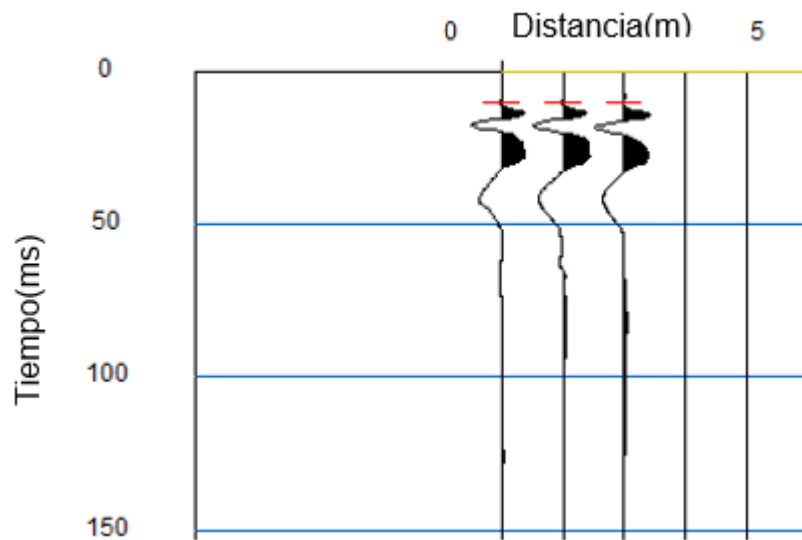
*Figura 33. Esquema básico para adquirir tiempos en un mismo punto.*



Fuente: Autor.

Se adquirieron tres (3) trazas por persona a una distancia de 3 metros, se tomó el sismograma como el que se observa en la figura 34, se picaron los tiempos y se registraron en la tabla 3.

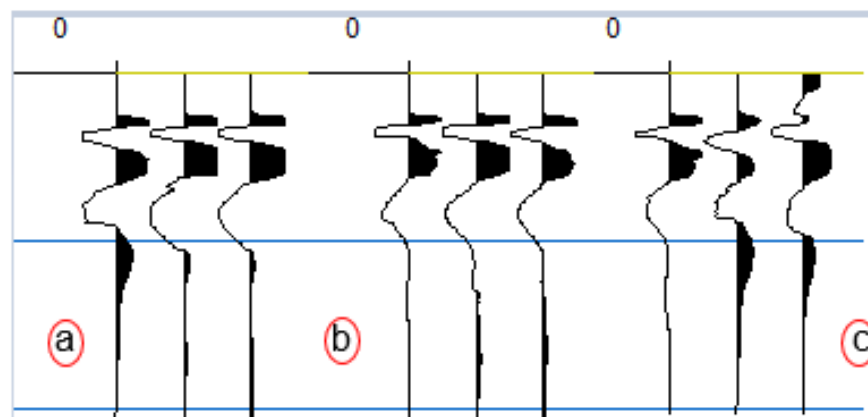
Figura 34. Sismograma con el picado del primer arribo.



Fuente: Autor.

Los sismogramas para cada una de las tres personas se observan en la figura 35.

Figura 35. Sismogramas de: (a) persona 1. (b) persona 2. (c) persona 3.



Fuente: Autor.

En la tabla 3, se observan los picados de los tiempos de los sismogramas vistos en la figura 35. Se realizó el picado 3 veces por la variación que existe en este.

Tabla 3. Tiempos del primer arribo para las personas 1, 2, 3.

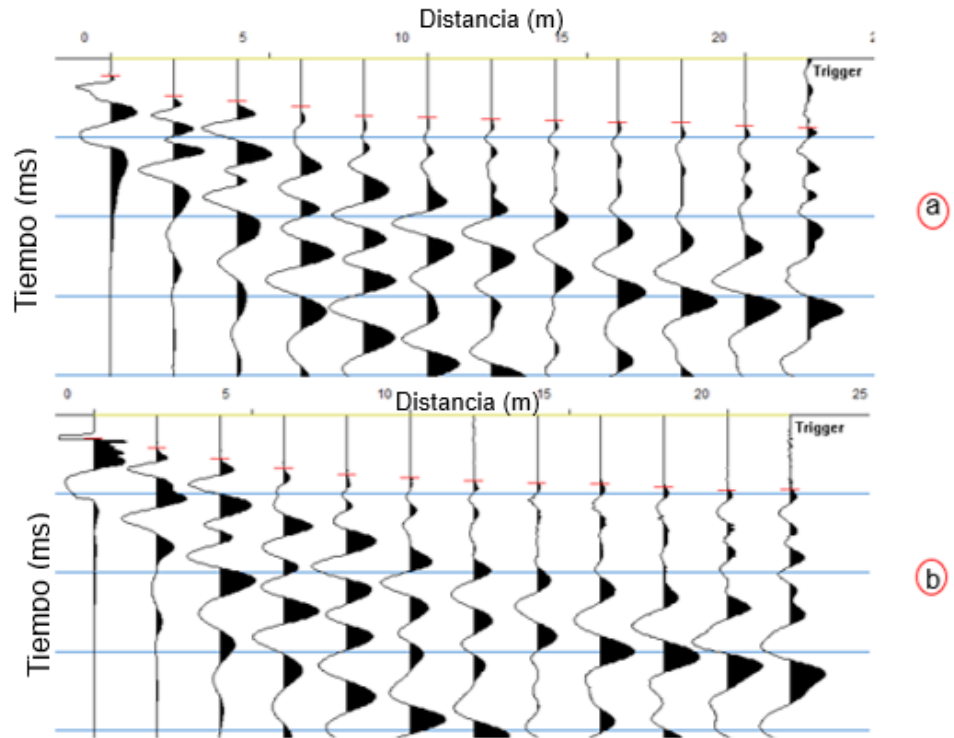
	Tiempo primer arribo(ms). CH 1
Persona 1	12,6
	12,5
	12,3
<i>tiempo<sub>prom</sub></i>	12,46666667
Persona 2	12,4
	12,6
	12,7
<i>tiempo<sub>prom</sub></i>	12,56666667
Persona 3	12,4
	12,4
	12,1
<i>tiempo<sub>prom</sub></i>	12,3

Fuente: Autor.

La variación de los tiempos promedio fue muy mínima, por lo que se puede decir con seguridad que no importa quién sea la fuente de disparo esto no afectará los datos adquiridos de manera relevante.

Este mismo experimento se realizó con una línea sísmica de 22 metros a 12 canales, los sismogramas se observan en la figura 36.

Figura 36. Sismogramas de una línea sísmica de 22 metros. (a) persona 1  
(b) persona 2.



Fuente: Autor.

Los tiempos obtenidos de los sismogramas de la figura 34, se observan en la tabla 4.



Tabla 4. Tiempos del primer arribo, sismograma de las personas 1 y 2.

	Tiempos del primer arribo en cada canal (ms)											
	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal	canal
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Persona 1	11,1	24	27,7	30,9	36,7	37,5	38,7	39,5	40,5	41,3	42,8	44,1
Persona 2	11,4	21	29,3	31,3	37,7	39,5	40,9	41,4	41,9	44,2	46,8	47,1
variación	0,3	3	1,6	0,4	1	2	2,2	1,9	1,4	2,9	4	3

Fuente: autor

Se observa una variación máxima de 4 milisegundos en el canal 11, se observa que entre mayor se la distancia la variación puede llegar a ser mayor. Pero ¿a qué se debe esta variación? Hay un par de razones que pueden afectar:

- Las condiciones del suelo afectan la velocidad de propagación de las ondas por ende los tiempos de arribo. Si el suelo está saturado de agua se produce un desplazamiento vertical de la platina (se compacta el suelo) como se observa en la imagen 10, esto pudo haber afectado los tiempos de arribo. Dado que la línea realizada por la persona 2 se hizo primero, el punto donde se encontraba la platina no estaba compacto y por eso los tiempos de él fueron mayores a los de Andrés, que se adquirieron de segundos y la platina estaba hundida un poco en el suelo (el suelo estaba más compacto). Esto explicaría porque los tiempos de la persona 2 son mayores que los de la persona 1.

*Imagen 10. Suelo saturado de agua.*



Fuente: autor

- Dependiendo como sea el golpe y el punto donde se dé sobre la platina afecta los tiempos de llegada de las ondas.

Durante el desarrollo de esta investigación se notó una variación en los tiempos de arribo de las ondas dependiendo como fuera el golpe del martillo en la platina. Se hicieron varios experimentos en los que se golpeaba la platina en tres puntos diferentes; un punto extremo alejado del trigger, en el centro de la platina y en un punto cerca al trigger, como se observa en la figura 37.

Figura 37. Esquema de los puntos de golpe en la platina.

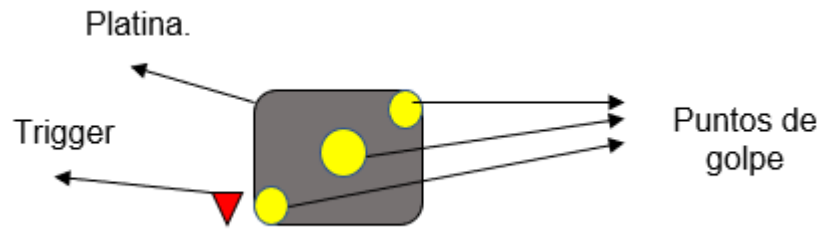


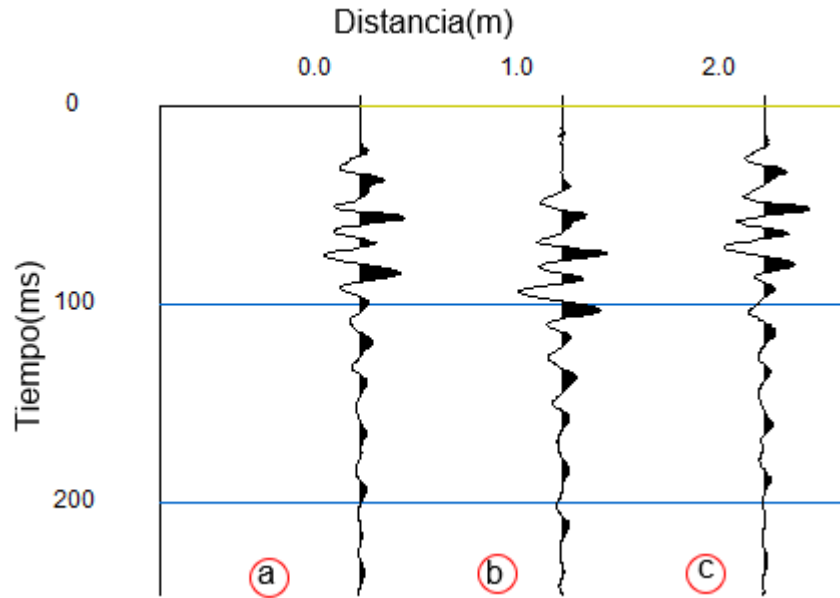
Imagen 11. esquema de los puntos de golpe en la platina.



Fuente: autor

Se dio un golpe en cada posición y con el geófono canal a una distancia de 6 metros y estas trazas se registraron en un sismograma (figura 38).

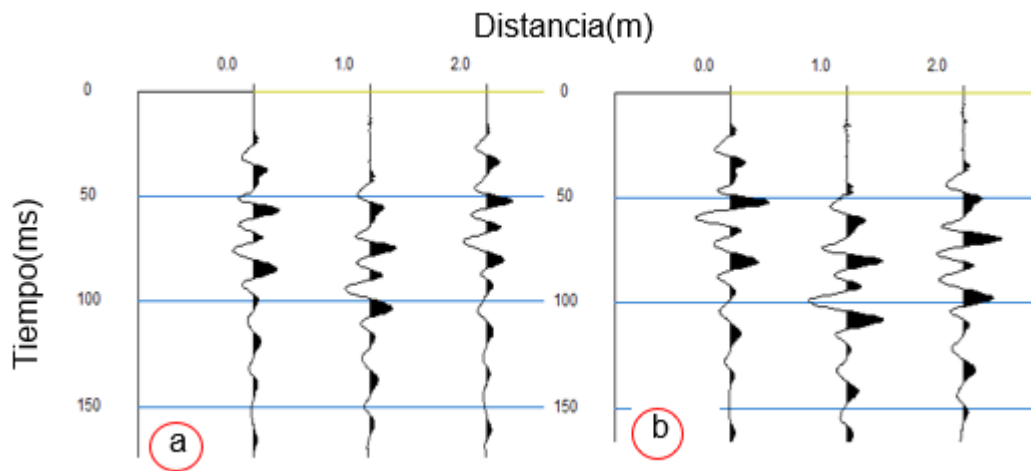
Figura 38. Sismograma de un golpe en: (a) esquina más alejada del trigger (b) centro, (c) esquina más cercana al trigger.



Fuente: autor

Se nota una clara diferencia entre los golpes de los extremos y el centro, para evitar el error humano se volvió a realizar esta prueba con otra persona y se compararon los dos sismogramas como se observa en la figura 39.

Figura 39. Sismograma para los tres golpes, (a) Andrés, (b) Yeiner.



Fuente: autor

Se observa una clara variación en los tiempos de llegada del primer arribo, estos tiempos tanto para el sismograma de la persona 1 como para el de la persona 2 se observan en la tabla 5.

Tabla 5: tiempos del primer arribo, persona 1 y 2.

	Tiempos del primer arribo(ms)		
	Extremo alejado	Centro	extremo cercano
Persona 1	18,1	36,9	14,5
Persona 2	16,2	41,9	30

Fuente: autor

De los extremos se puede decir que es raro que tengan menor tiempo que en el centro, se esperaba ver un tiempo mayor en el extremo alejado y uno menor en el extremo cercano al geófono trigger, se observó con varias pruebas similares que el centro es el punto en el que al parecer tarda más tiempo en llegar la perturbación al canal. Por lo poco

concluyente de estos datos se realizó otra prueba en un suelo diferente, imagen 12.

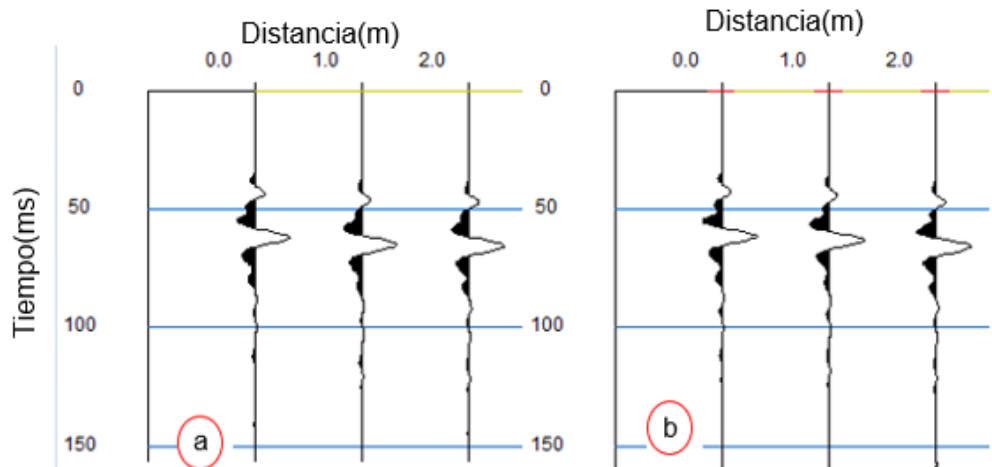
*Imagen 12. puntos de disparo en un suelo arenoso.*



Fuente: autor

Debido a que la zona superficial del terreno estaba compuesto por arena se esperaba que la onda se amortiguara (bajara su amplitud), los golpes se realizaron en una esquina alejada del trigger, centro de la platina y esquina cercana al trigger, con el canal a una distancia de 8 m, la prueba se realizó con dos personas, ambos sismogramas se observan en la figura 40.

Figura 40. Sismograma, prueba de tiempos en esquina, centro, esquina. (a) persona 1, (b) persona 2.



Fuente: autor

Se observa una pequeña variación en los tiempos de arribo de la primera onda, la ondicula tiene una forma similar en todas las trazas. Los tiempos se observan en la tabla 6.

Tabla 6. Tiempos primer arribo, diferente suelo, personas 1 y 2

	Tiempos del primer arribo(ms)		
	Extremo alejado	Centro	extremo cercano
Persona 1	35,4	36,1	37,9
Persona 2	34,0	35,4	37,5

Fuente: autor



La variación en los tiempos es muy mínima en estos casos como para poder afirmar que dependiendo donde se dé el golpe afecta los datos obtenidos.

Se realizaron adquisiciones en diversas áreas de Pamplona, Norte de Santander, con el fin de adquirir habilidades del manejo del equipo, entre dichas áreas se encuentran: Chancha de fútbol del Instituto Superior De Educación Rural (ISER), Cancha de fútbol de la escuela Normal Superior, costado de la cancha de fútbol de la Universidad de Pamplona y por último en la urbanización Espíritu Santo, lugar donde se concentraron gran parte de las adquisiciones y por último en el patinódromo de Pamplona Norte de Santander.

Un problema en ciertas zonas de estudio se debió a la humedad presente en el suelo, como ya se ha mencionado anteriormente (imagen 13), esto provoca que sea poco compacto por lo que luego de realizar algunos golpes la platina se hundía dejando una marca en el pasto y en lugares como el ISER y la Escuela Superior Normal se debía evitar esto por lo que los golpes tuvieron que ser más suaves afectando la intensidad de la onda y con esto los datos adquiridos debido a la dificultad para apreciar el primer arribo.



*Imagen 13. Suelo saturado de agua.*



Fuente: autor.

Por la suavidad del terreno se logró realizar una prueba en la que debido a la cantidad de golpes en un mismo punto la platina se hundía un poco en el suelo quedando el trigger por encima de esta, como se observa en la imagen 14.

*Imagen 14. Trigger en una posición por encima del nivel de la platina.*



Fuente: autor

En este caso si se observa una clara variación si el trigger está en la parte superior (a), o en la parte inferior (b) (con respecto al nivel de la platina) como se observa en la imagen 15.

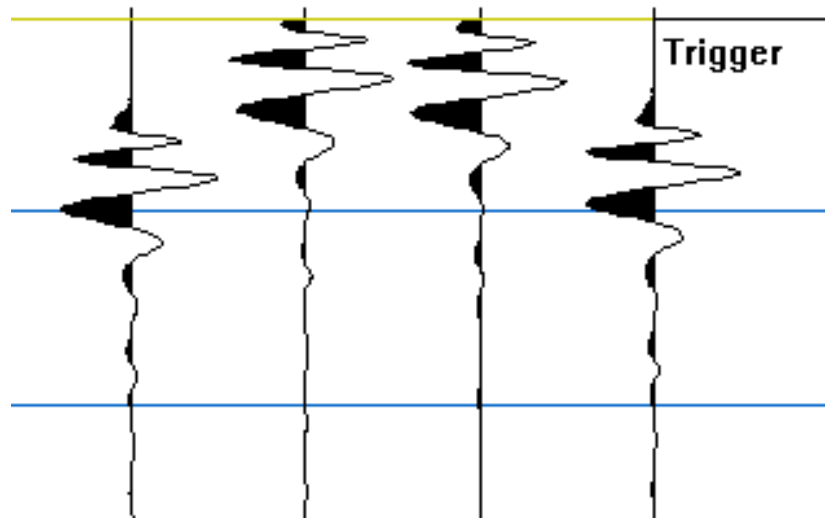
*Imagen 15. Trigger en una posición (a) por encima del nivel de la platina (b) al nivel de la platina.*



Fuente: autor

Se dio un golpe con el trigger en la posición inferior (parte b), luego dos golpes con el trigger en la parte superior (parte a) y nuevamente otro golpe en la posición inferior, el sismograma se observa en la figura 41.

Figura 41. Sismograma, golpes en la parte inferior y superior.



Fuente: autor

Como se observa en la figura 41, la buena o mala ubicación del trigger puede variar los datos considerablemente, el sismograma corresponde a golpes en la parte (a), luego dos golpes en la parte (b) y nuevamente un golpe en la parte (a), con el geófono canal a una distancia de 4 metros, este geófono no se movió de esta posición. No hay manera picar los tiempos de arribo de la primera onda en las dos trazas centrales, debido a que no se aprecia este primer arribo. Los tiempos de las trazas de los extremos fueron muy similares: 20.1 ms y 20,3 ms, respectivamente.

Dados los resultados obtenidos queda claro que se debe tener cuidado con la posición del trigger y en qué punto se golpea la platina, lo ideal es dar el golpe lo más cerca posible del trigger para que este active el geófono canal de manera instantánea y poder registrar las ondas de los primeros arribos con claridad. Pero dado que es muy complicado golpear cerca al trigger con la suficiente fuerza para activarlo sin correr el riesgo de golpearlo, la mejor opción es dar siempre los golpes en el centro de la platina para tener una consistencia en los tiempos de registro. En cuanto a estos golpes en la platina otro aspecto que afecta la intensidad de las



ondas es la manera en que se golpea ya que no siempre es con la parte plana del martillo, esto se sabe por las muescas que quedan en la platina, como se observa en la imagen 16.

*Imagen 16. Muecas en la platina debido a los golpes del partillo.*



Fuente: autor

En la zona señalada se observa que se encuentra la mayor cantidad de muescas producida por los golpes, además de estas se observan otras alejadas del centro que pueden introducir un error en los datos.

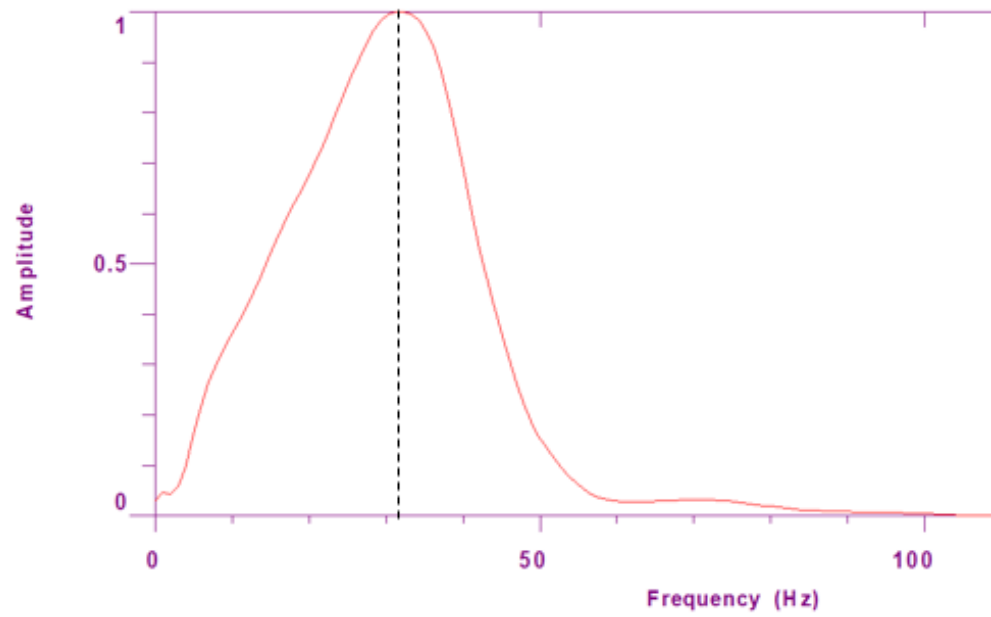
Para caracterizar la Fuente en frecuencia se realizaron pruebas en tres tipos de suelo: suelo saturado de agua, suelo arenoso y suelo compacto. Se utilizó como fuente un martillo de 14 Lb y una platina de hierro de 20x20, además de intercambiar la persona que diera el disparo para así analizar el espectro frecuencial producido por el golpe de cada persona y de esta manera determinar si el espectro varía según quien produzca el disparo.

- **Suelo saturado de agua:**

La primera prueba realizada para analizar el espectro se hizo en un suelo saturado de agua (imagen 13).

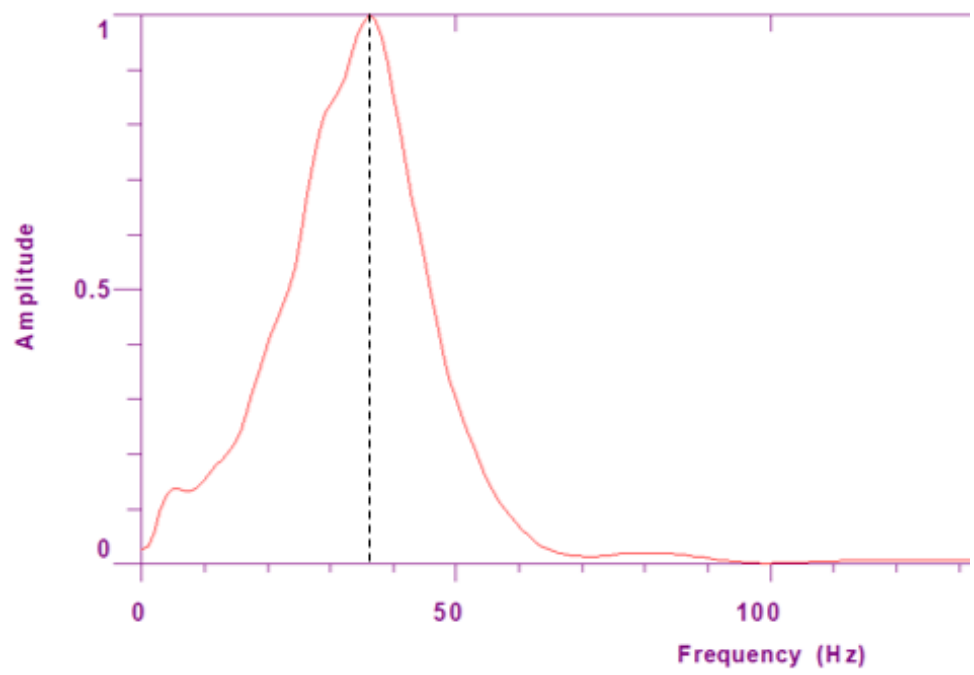
Los espectros obtenidos de cada persona se observan en las figuras 42 y 43.

Figura 42. Espectro frecuencial persona 1.



Fuente: autor

Figura 43. Espectro frecuencial persona 2.



Fuente: autor

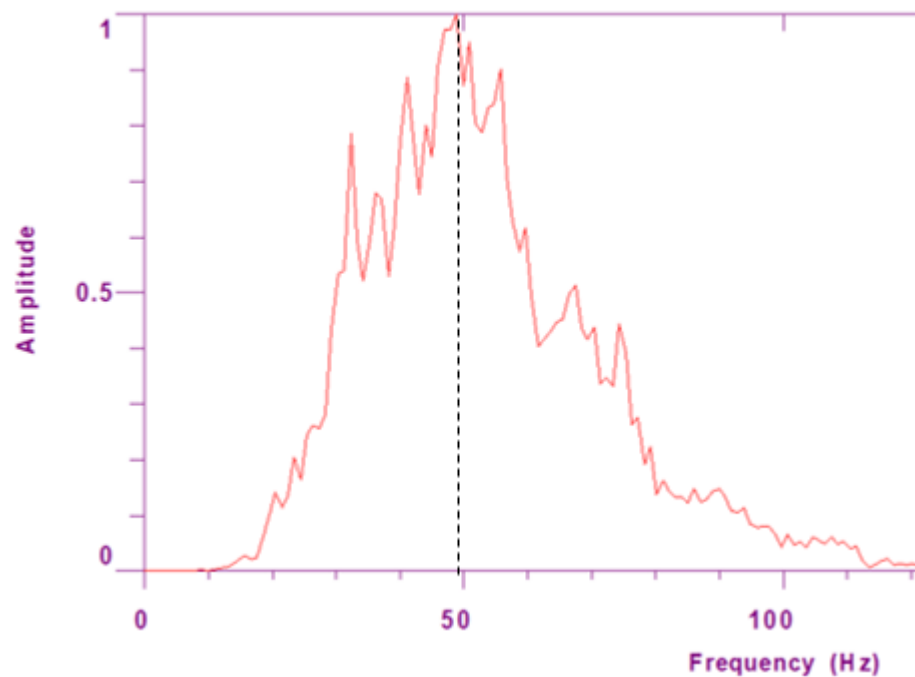
Los espectros frecuenciales obtenidos para las personas 1 y 2 en un suelo saturado de agua fue muy similar. Para la persona 1, la frecuencia fundamental se encuentra entre 30-35 Hz, mientras que para la persona 2 la frecuencia fundamental es menos amplia, su frecuencia fundamental se encuentra en 38 Hz. Esta diferencia es pequeña, la forma de la campana igualmente es muy similar, por lo que se observa de ambos espectros a pesar de que la forma varié, la frecuencia fundamental va a ser similar.

- **Suelo arenoso:**

La segunda prueba se realizó en un suelo arenoso, en el mismo sitio donde se analizaros los tiempos de arribo de la primera onda en un punto estático para observar si existía o no una variación dependiendo el punto de disparo sobre la platina. Para analizar el espectro se tomó el golpe en el centro de la platina para cada una de las dos personas.

Los espectros frecuenciales obtenidos se observan en las figuras 44 y 45.

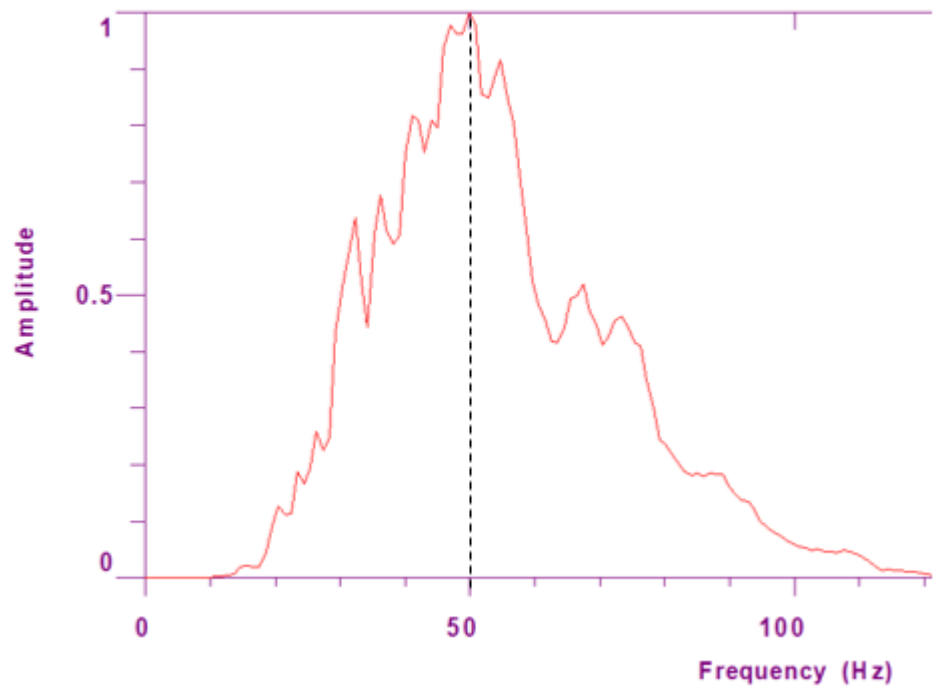
*Figura 44. Espectro frecuencial persona 1.*



Fuente: autor



Figura 45. Espectro frecuencial persona 2.



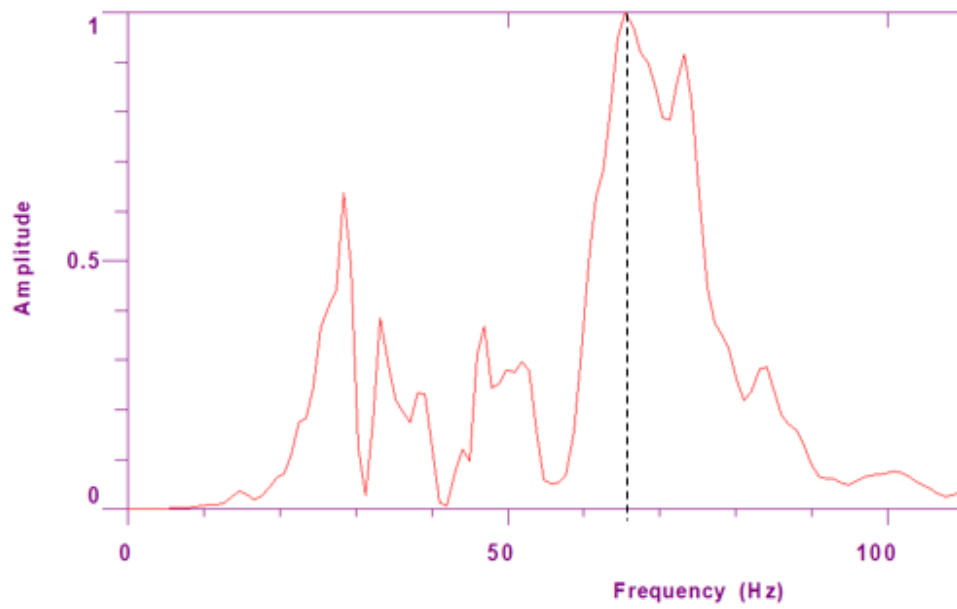
Fuente: autor

El pico correspondiente a la frecuencia máxima o fundamental para las personas 1 y 2 se encuentra en 49 y 50 Hz, respectivamente. Nuevamente la variación en la frecuencia fundamental es bastante pequeña, nuevamente la forma del espectro entre una persona y la otra es muy similar, con varios picos que indican un tipo de suelo dispersivo.

- **Suelo compacto:**

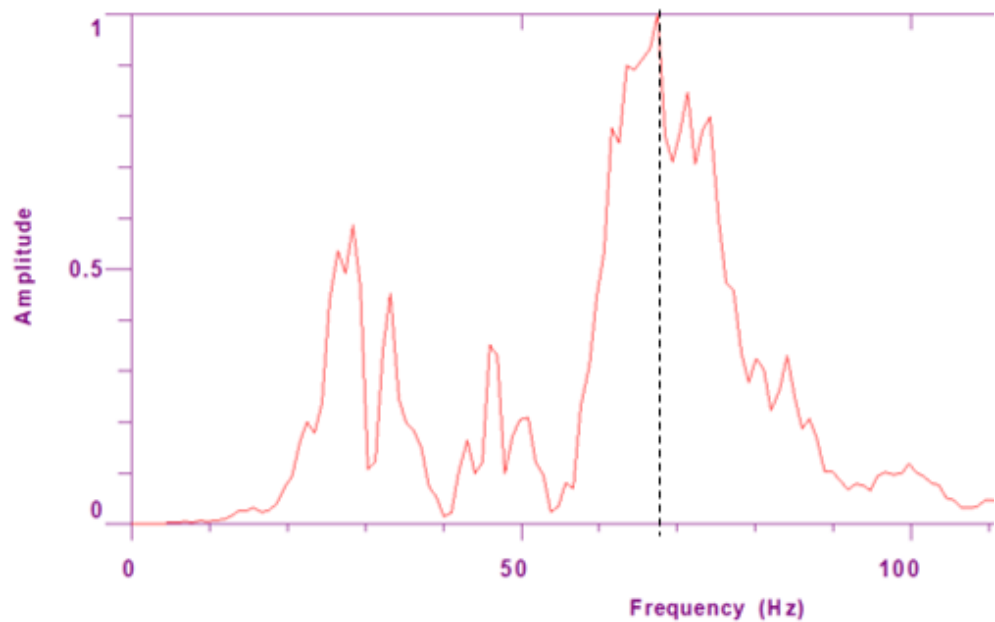
Al igual que en las pruebas anteriores se realizó un disparo en el centro de la platina y se observó el espectro frecuencial de la traza obtenida. Los espectros para las personas 1 y 2 se observan en las figuras 46 y 47.

*Figura 46. Espectro frecuencial persona 1.*



Fuente: autor

Figura 47. Espectro frecuencial persona 2.



Fuente: autor

El pico para la frecuencia fundamental de las personas 1 y 2 se encuentra en los 65 y 68 Hz, respectivamente. Nuevamente la diferencia es muy pequeña y con una forma similar.

Comparando los resultados obtenidos en cada uno de los suelos anteriores se observa que entre más compacto sea el suelo más frecuencias altas se alcanzan. Este es un aspecto muy importante a tener en cuenta ya que las ondas de cuerpo al ser de alta frecuencia se deberían observar mejor en suelos compactos por lo obtenido anteriormente.

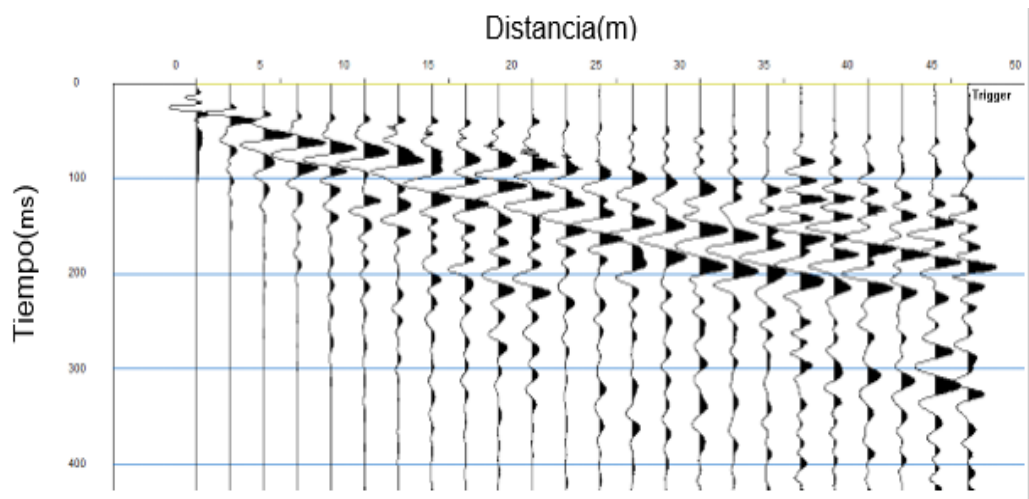
## 6. TECNICAS UTILIZADAS

### 6.1. SISMICA DE REFRACCIÓN

Se realizaron bastantes adquisiciones de sísmica de refracción antes y después de las reparaciones realizadas al equipo. Durante todo este proceso se notaron las claras diferencias en los resultados obtenidos, no solo en los sismogramas sino también en el resultado final, es decir, la tomografía, que es donde observamos el campo de velocidades.

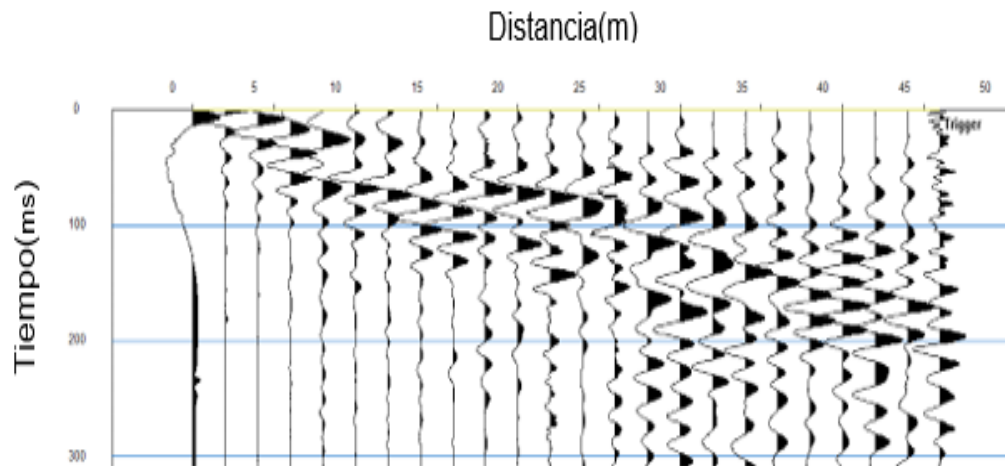
En las Figuras 48 y 49 se observan dos sismogramas de una línea de 46m realizada en la urbanización espíritu santo.

*Figura 48. Sismograma perfil luego de las reparaciones.*



Fuente: autor.

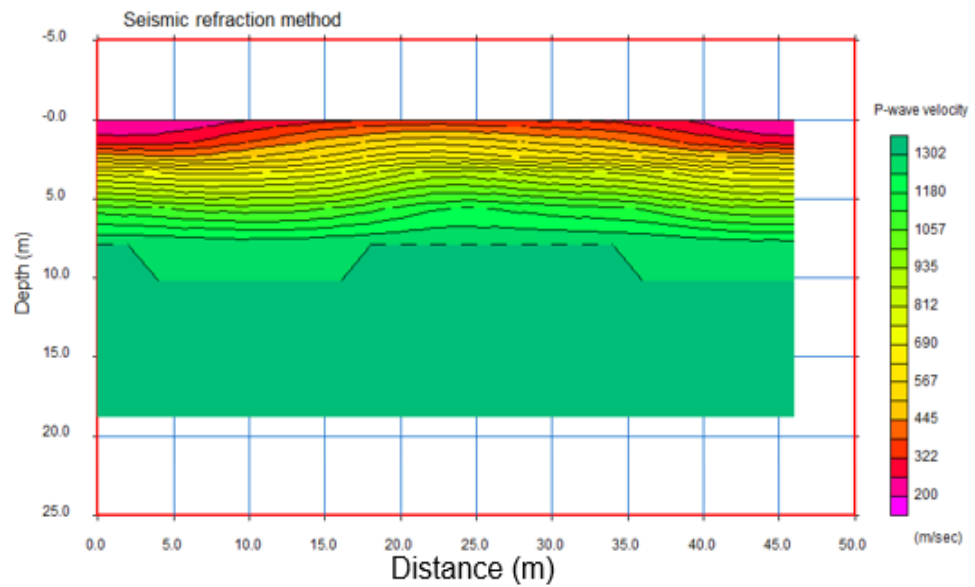
Figura 49. Sismograma perfil antes de las reparaciones.



Fuente: autor.

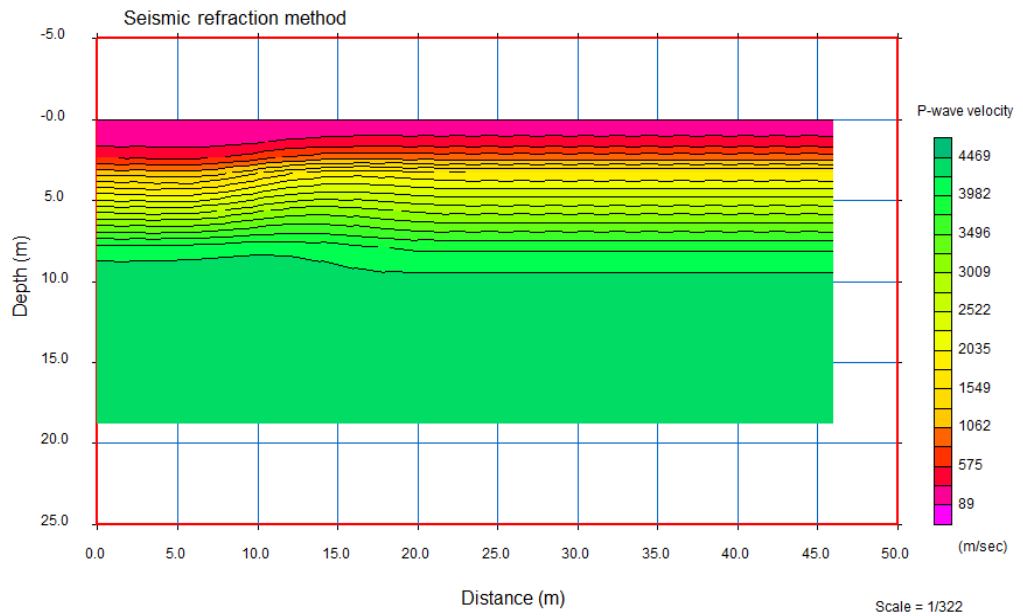
Luego del procesamiento de estos sismogramas (tomando perfil y contraperfil) se obtuvieron los dos modelos de velocidades, estos se ven en las figuras 50 y 51.

Figura 50. Modelo de velocidades luego de las reparaciones.



Fuente: Autor.

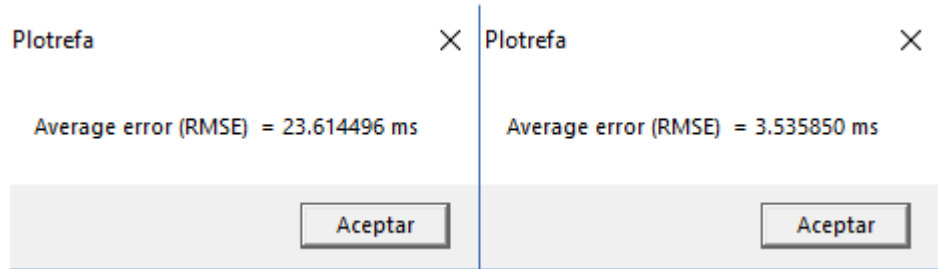
Figura 51. Modelo de velocidades antes de las reparaciones.



Fuente: Autor.

Los RMSE obtenidos en cada tomografía se observan a continuación:

Imagen 17. RMSE antes y después de las reparaciones.



Fuente: autor

La imagen 17 corresponde a la raíz del error cuadrático medio que se obtiene luego de la inversión del modelo inicial de antes y después de las reparaciones, respectivamente.

El corte en las trazas implica un corte en los tiempos, esto sumado a la dificultad de picar el primer arribo de las ondas, hace que el error sea grande, estos errores en el tiempo conllevan a un error en las velocidades como se observa en la figura 51, donde la velocidad mínima es de 80 m/s, la cual para ser una velocidad de propagación en un material sólido y a pesar de la humedad del terreno es una velocidad muy baja. La velocidad máxima es de 4469 estas velocidades corresponden a rocas duras, incluso está por encima de la velocidad de propagación en el cemento que corresponde a aproximadamente 4000 m/s, ese modelo de velocidad esta muy alejado de la realidad.

En la figura 50 se observa no solo una diferencia en las velocidades de la onda P, que para este caso están más sujetas a la realidad, sino que también hay una diferencia en la topografía que presenta el terreno.

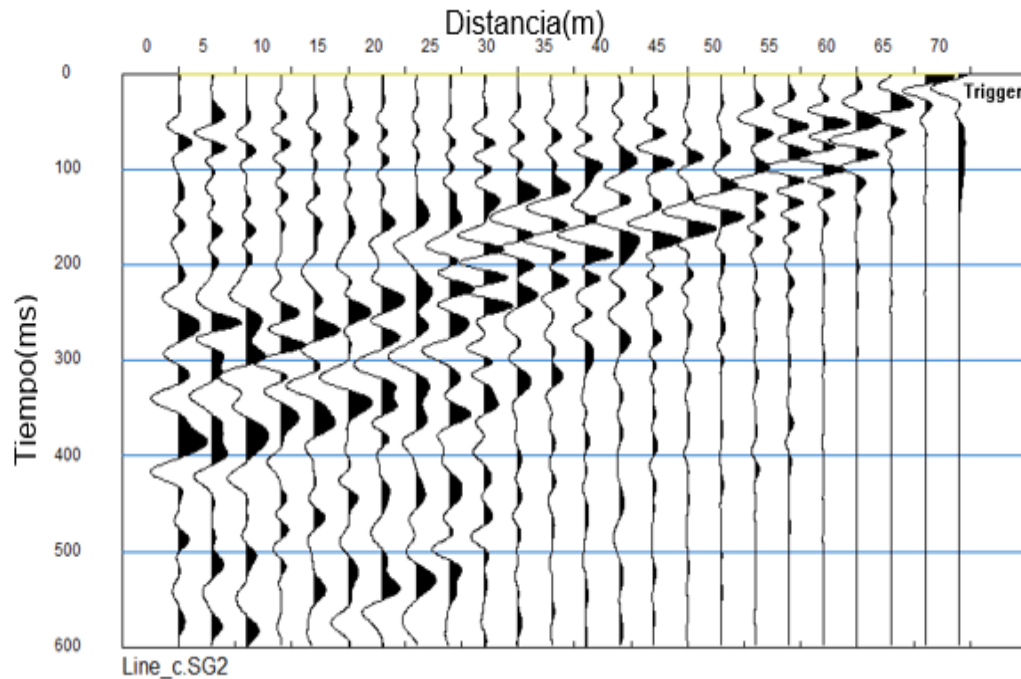
En cuanto a la profundidad de investigación máxima alcanzada en ambas tomografías se encuentra aproximadamente a 10 m de profundidad.

## **6.2. SÍSMICA DE REFLEXIÓN**

Durante el periodo de practica experimental aparte de sísmica de refracción se intentó realizar sísmica de reflexión, pero en ninguno de los sismogramas obtenidos se logran ver las hipérbolas de las reflexiones.

La línea más larga realizada fue de 69 metros en el modo de 2SP.

Figura 52. sismograma de una línea de 69 metros.



Fuente: Autor.

Analizando el sismograma de la figura 52 no se logra apreciar ninguna hipérbola, es muy difícil obtener reflexiones por varios motivos:

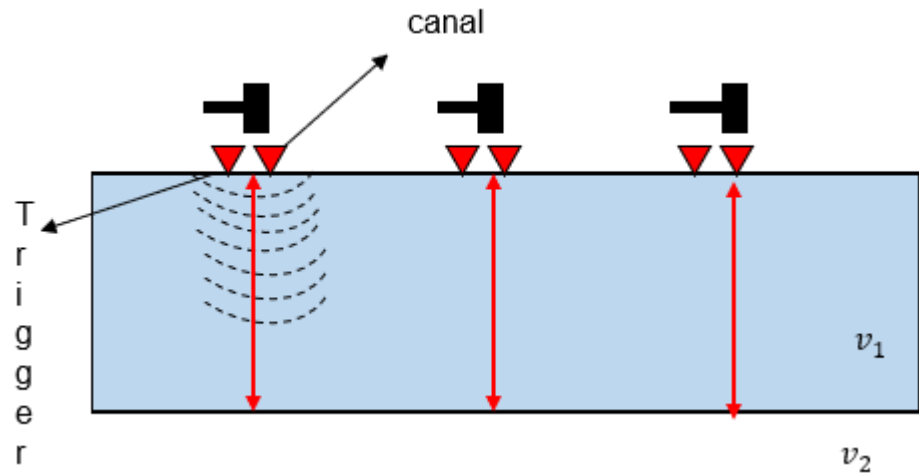
- La sísmica de reflexión se diseñada con el propósito de alcanzar grandes profundidades, para esto se necesita que: el tendido sísmico sea lo más largo posible, al menos unos 120m.
- La cantidad de disparos debe ser mayor mínimo unos 48 canales para obtener una mayor cantidad de trazas y poder observar cualquier variación.
- Para obtener grandes profundidades la fuente no puede ser un martillo de 14 Lb, se debe utilizar un tipo de fuente que genere una mayor perturbación como martillo neumático o explosivos.

Por estas razones se intentó realizar sísmica de reflexión 0 offset que consiste en realizar un disparo en el que la fuente, el trigger y el canal estén los más cerca



posible, ver figura 53. Con la idea de que exista un estrato horizontal y la onda se refleje por el mismo camino.

Figura 53. Esquema básico de sismica de reflexión 0 offset.



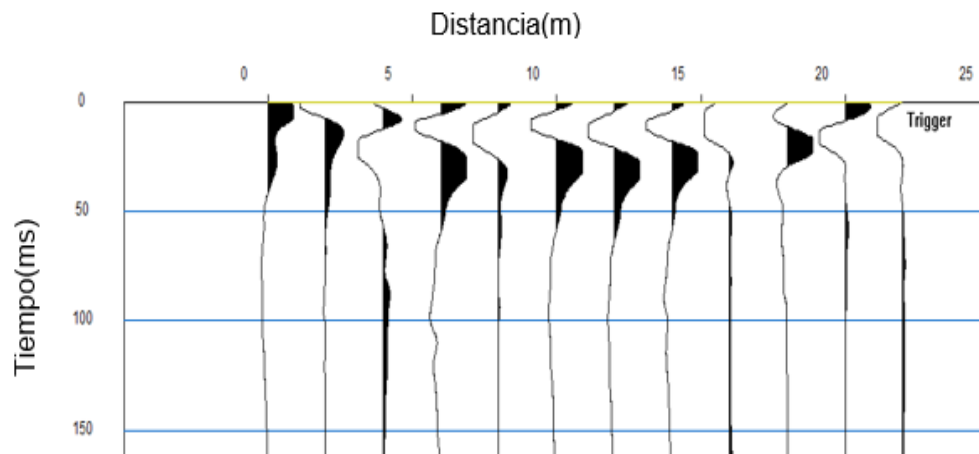
Fuente: Autor.

donde

$$v_1 < v_2$$

El sismograma obtenido con este método fue:

Figura 54. Sismograma offset 0.



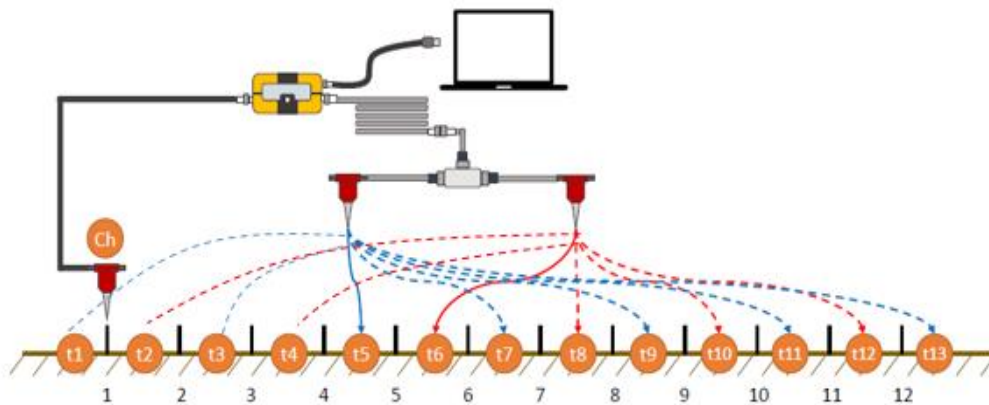
Fuente: Autor.

Debido a que la fuente, el trigger y el canal están tan cerca las ondas llegan muy rápido al trigger y no le da tiempo al canal para empezar a grabar todas esas ondas, como se ve en la figura 54. Otro problema se puede deber a que el estrato en el que se refleja las ondas esta muy cerca y estas ondas reflejadas se ven enmascaradas por las ondas superficiales.

### 6.3. MASW

Se realizó MASW según el procedimiento presentado por la empresa desarrolladora del equipo. Esta técnica realizada con el SuperOne consiste en realizar 7 líneas sísmicas moviendo el trigger y la fuente como se observa en la figura 55.

*Figura 55. Esquema para realizar MASW con el SuperOne.*

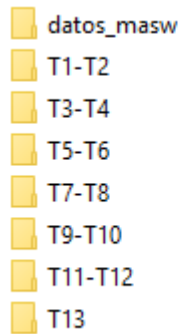


Fuente: adaptado de [8].

En la figura 55 se observa el arreglo a seguir para poder realizar MASW con el equipo SuperOne, las posiciones dadas por las líneas azules corresponden a la posición del trigger para el perfil y las que están dadas por las líneas rojas corresponden a la posición del trigger para contraperfil, las adquisiciones se realizan en el modo de 12 canales. Finalizada la adquisición se debe tener una

carpeta en la que se encuentren las 7 carpetas correspondientes a cada una de las adquisiciones como se muestra en la imagen 18, en total se obtienen 13 archivos, seis (6) sismogramas de perfil y siete (7) sismogramas de contraperfil.

*Imagen 18. Carpeta con los datos de las adquisiciones.*

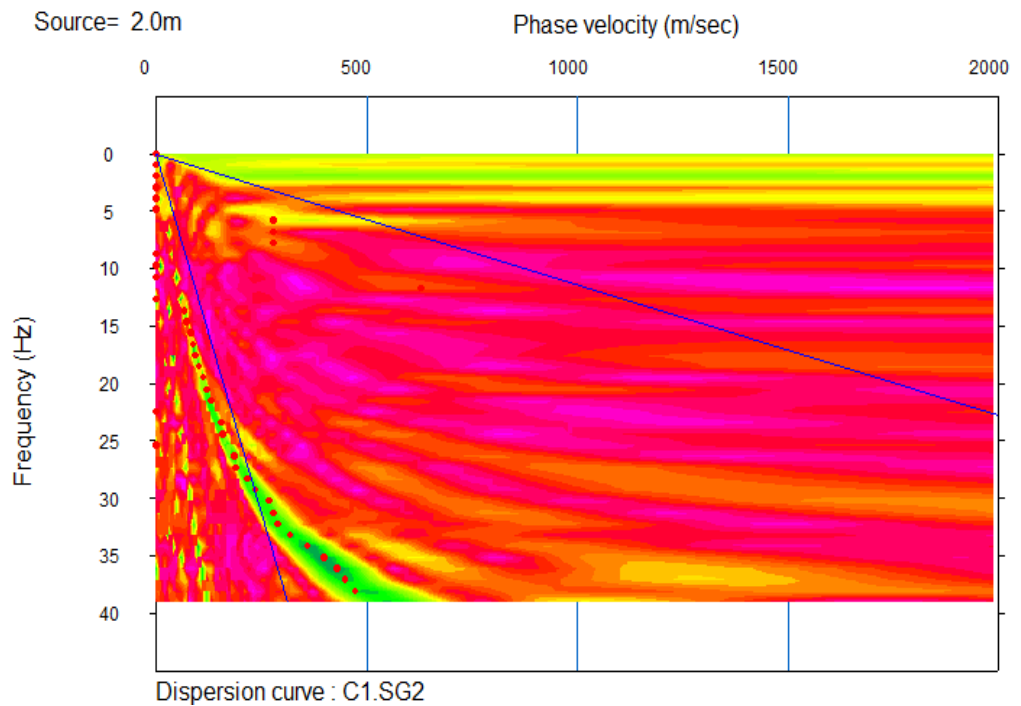


Fuente: autor

De esta manera se pretende medir la dispersión de las ondas Rayleigh y así calcular mediante software de procesamiento la velocidad de la onda S y la profundidad de los estratos del subsuelo de la zona de estudio.

Luego del procesamiento se obtiene una gráfica como la que se observa en la figura 56.

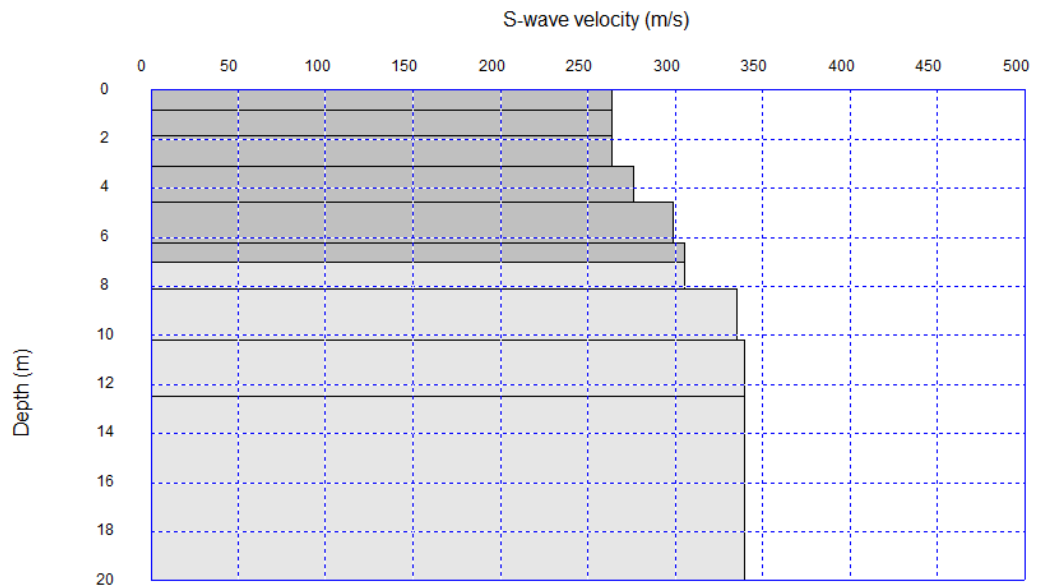
Figura 56. Gráfica de dispersión.



Fuente: autor

En esta grafica de dispersión se debe identificar la curva de dispersión y picar puntos siguiendo dicha curva, en la figura 56 se observa el modo fundamental de dispersión, no se observan modos superiores. Finalmente, lo que se debe obtener es un modelo de profundidad VS velocidad de onda S, como se observa en la figura 57.

Figura 57. Grafica de profundidad VS velocidad de la onda S.



Fuente: autor

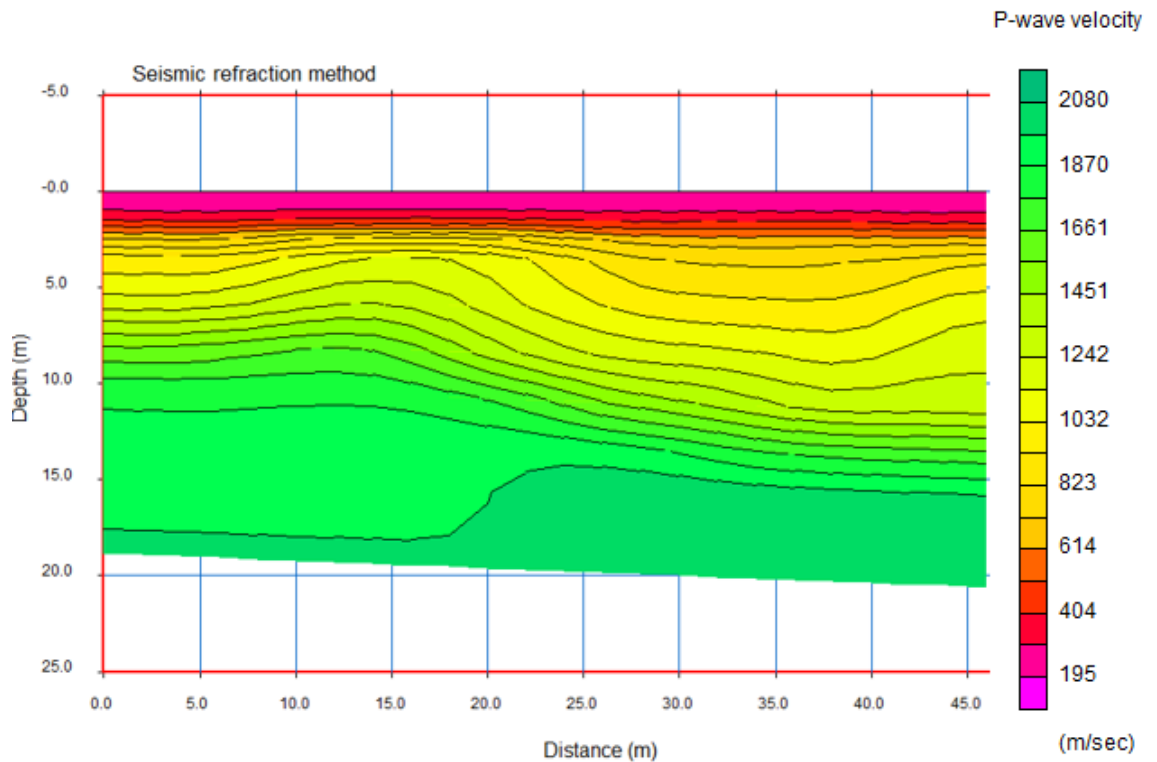
## 7. COMPARACION DE DATOS SISMICOS OBTENIDOS CON EL SUPERONE Y EL GEODE24

### 7.1. SISMICA DE REFRACCIÓN

#### 7.1.1. LINEA 1

Se realizó una línea de 46 metros en la urbanización espíritu santo tanto con el equipo geode24 (Fuente: Martillo de 16 Lb, Platina de hierro de 10x10) y el equipo SuperOne (Fuente: Martillo de 14 Lb, platina de hierro de 20x20) obteniendo como resultado de tomografía las siguientes gráficas (figura 58 y 59).

Figura 58. Tomografía de los datos obtenidos con el equipo SuperOne.



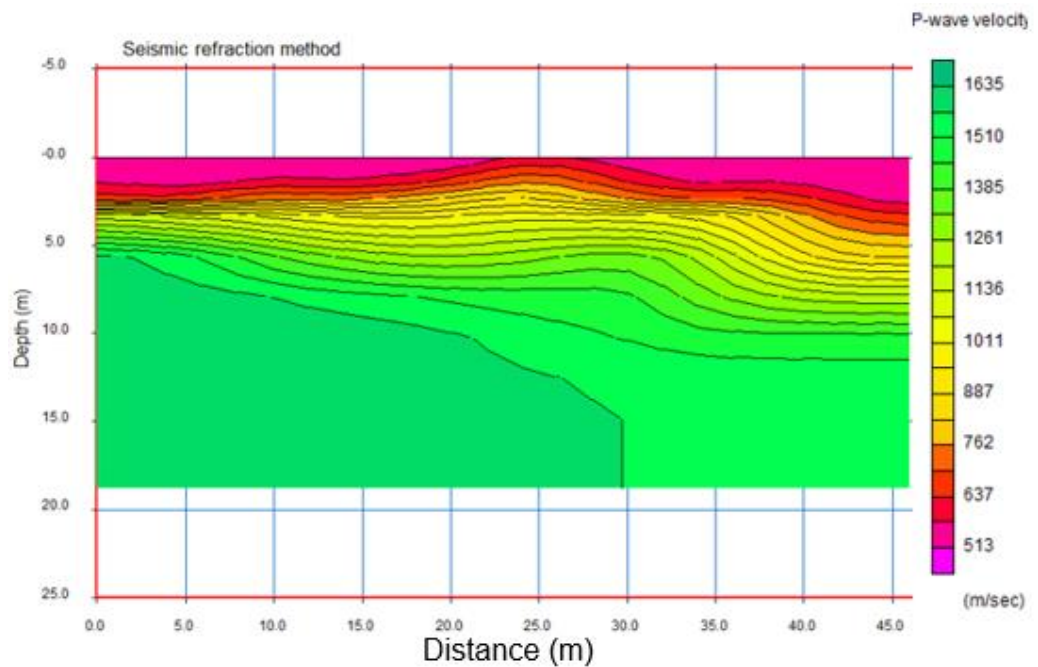
Fuente: autor

El RMSE obtenido luego de la tomografía para el equipo SuperOne fue de: 2.654 ms.

La raíz del error medio cuadrático aceptado es cualquier valor por debajo de 5 ms, por lo que el RMSE obtenido con el SuperOne no es malo. Sin embargo, las velocidades deben ser analizadas con más detalle.

Para los datos del equipo GEODE24 la tomografía obtenida es la de la que se observa en la figura 59.

Figura 59. Tomografía de los datos obtenidos con el equipo GEODE24

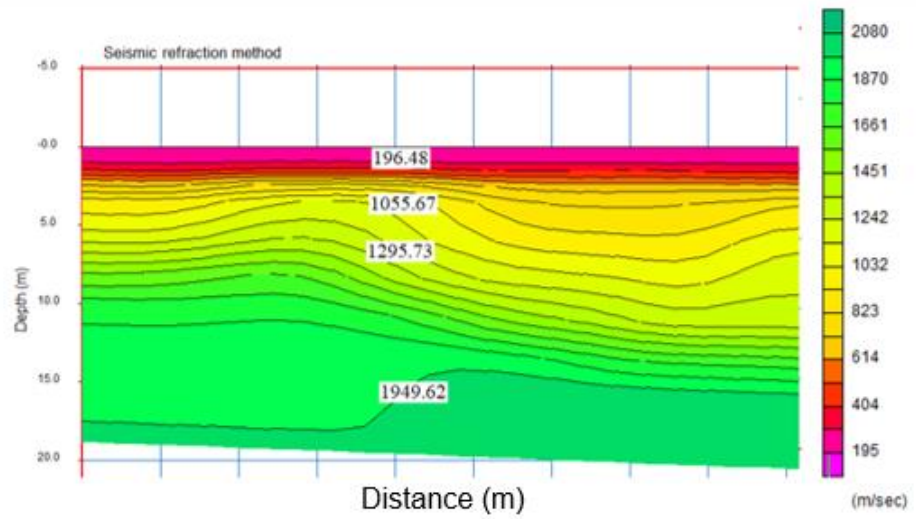


Fuente: autor

El RMSE obtenido luego de la tomografía para el equipo GEODE24 fue de: 1.4754 ms.

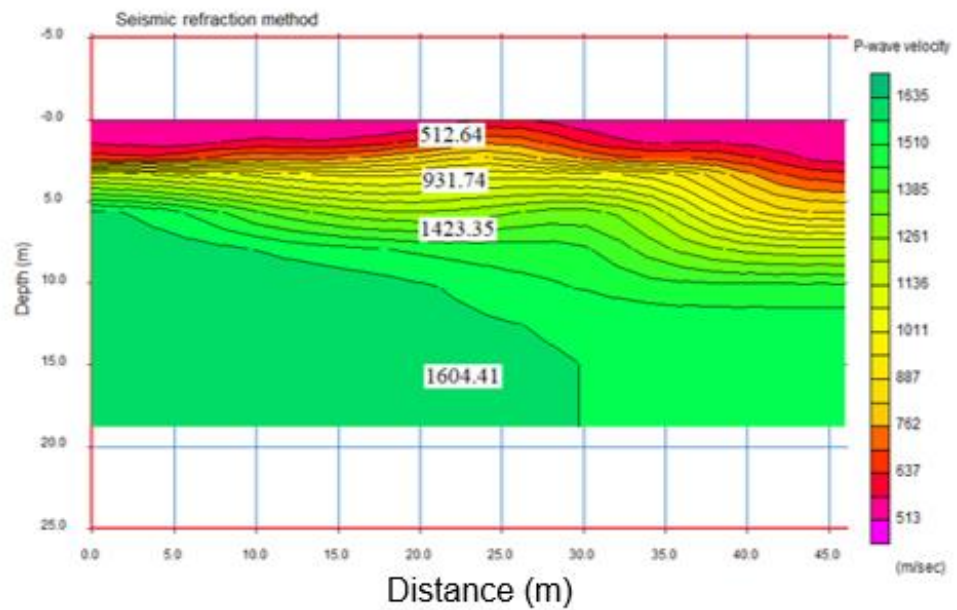
En cuanto a la topografía del subsuelo, se notan unas diferencias en las curvaturas de los estratos, la profundidad alcanzada con ambos equipos también fue similar, de alrededor de 20 metros. Un aspecto importante es poder comparar las velocidades de ambas tomografías a ciertas distancias. Se eligieron cuatro puntos a distinta profundidad para así comparar estas velocidades, las profundidades son: 0.1 m, 3 m, 6 m y 15 m. En las figuras 60 y 61 se observan las velocidades a las profundidades ya mencionadas.

Figura 60. Tomografía con el equipo SuperOne. Velocidades a 0.1m, 3m,6m y 15m.



Fuente: autor

Figura 61. Tomografía con el equipo GEODE24. Velocidades a 0.1m, 3m,6m y 15m.



Fuente: autor



Las velocidades y profundidades tomadas se pueden observar en la tabla 7.

*Tabla 7. Velocidades obtenidas para la onda P.*

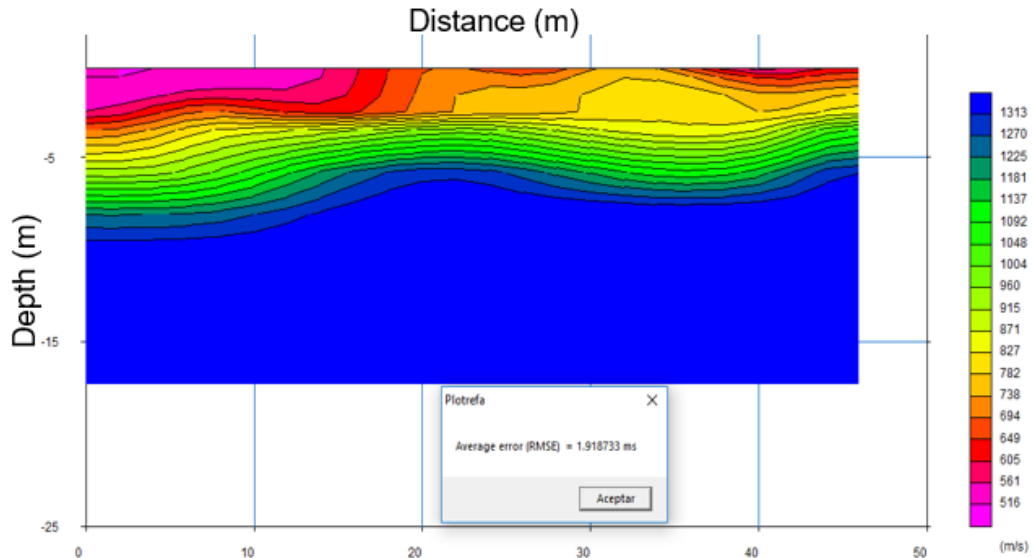
	Velocidad Onda P (m/s)			
profundidad (m)	0,1	3	6	15
SuperOne	196,48	1055,67	1295,73	1949,62
GEODE24	512,64	931,74	1423,35	1604,41
Diferencia	316,16	123,93	127,62	345,21

Fuente: autor

La mayor diferencia de velocidades se encuentra en el primer estrato, donde se presenta una diferencia de 345 m/s. Cabe resaltar que los datos fueron adquiridos en tiempos diferentes (3 meses), en los que el clima cambiaba constantemente, por lo que, en las pruebas realizadas con el SuperOne, el suelo estaba un poco saturado de agua.

Para asemejar con el GEODE24 el procesamiento de los datos obtenidos con el SuperOne, es decir, un perfil y un contraperfil (2 puntos de disparo), se realizó esta prueba. Se tomó el perfil y contraperfil obtenido con el GEODE24, la tomografía se observa en la figura 62.

Figura 62. Tomografía con el equipo GEODE24 usando solo disparo en el punto perfil y contraperfil.



Fuente: autor

A pesar de que el RMSE obtenido también fue pequeño (1.918 ms) la topografía del terreno cambia bastante comparándola con la de la figura 53 donde se utilizaron todos los datos (7 puntos de disparo). Con respecto a las velocidades se nota también una diferencia en esta como se observa en la velocidad máxima, paso de 1635 en la primera tomografía a 1313 en la tomografía utilizando solo dos puntos de disparo.

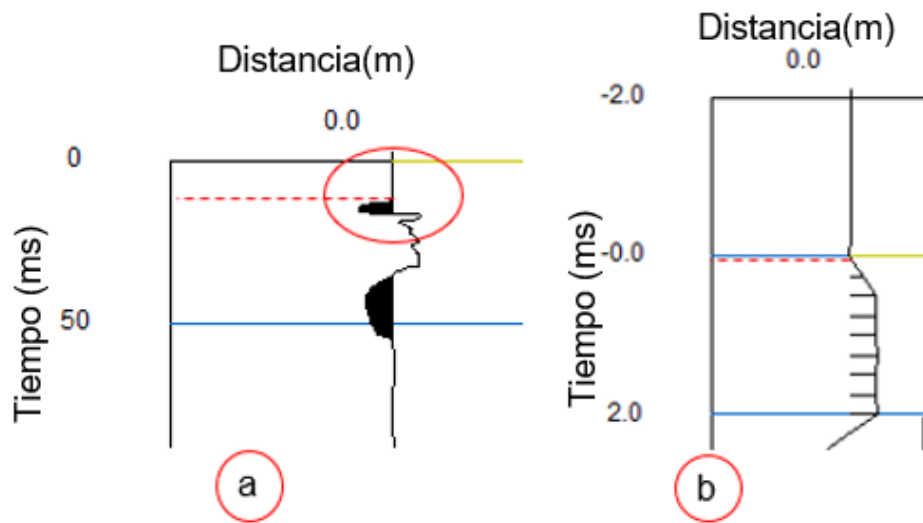
Algo que cabe destacar es que dependiendo el picado la tomografía varía, porque al cambiar los tiempos claramente cambian las velocidades y con esto la topografía del terreno.

La baja velocidad obtenida con el SuperOne en la capa superficial se puede deber a un par de razones:

- La humedad del terreno que al estar compuesto por césped y tierra suelta provoca que la onda se amortigüe. Esto genera un mayor tiempo de llega y por ende una menor velocidad.

- También se debe a un pequeño error en los datos, ya que en el punto (0,0), es decir, fuente, trigger y canal en el mismo punto (el canal está alejado 10 cm de la fuente para evitar la saturación de datos en este) el tiempo del primer arribo en teoría debería ser cero (0). Pero no es así, como se observa en la figura 63 parte (a).

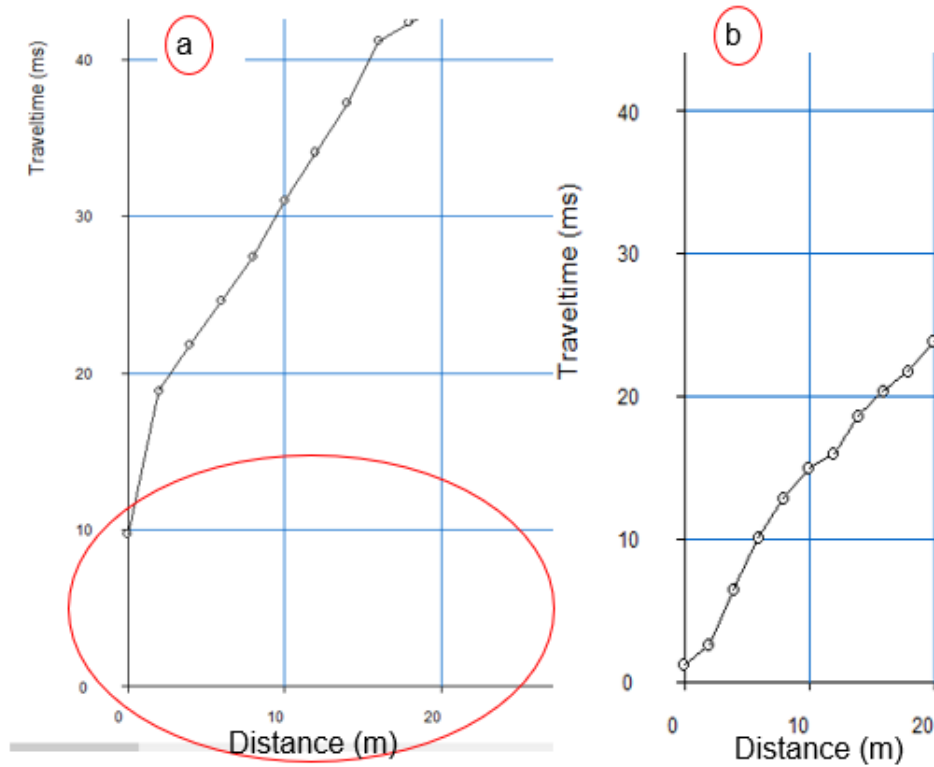
Figura 63. Tiempo de arribo de las ondas al canal en la posición (0,0). (a) SuperOne, (b) GEODE24.



Fuente: autor

Este tiempo corresponde aproximadamente a 10 ms, por ese tiempo la velocidad en el primer estrato es tan baja. Con los datos del GEODE24 notamos que el delay introducido mueve la posición (0,0) justo donde se encuentra el primer arribo. Este tiempo de 10 ms en el punto (0,0) del SuperOne agrega un error en la tomografía, como se observa en la figura 64 para los datos del SuperOne y el GEODE24.

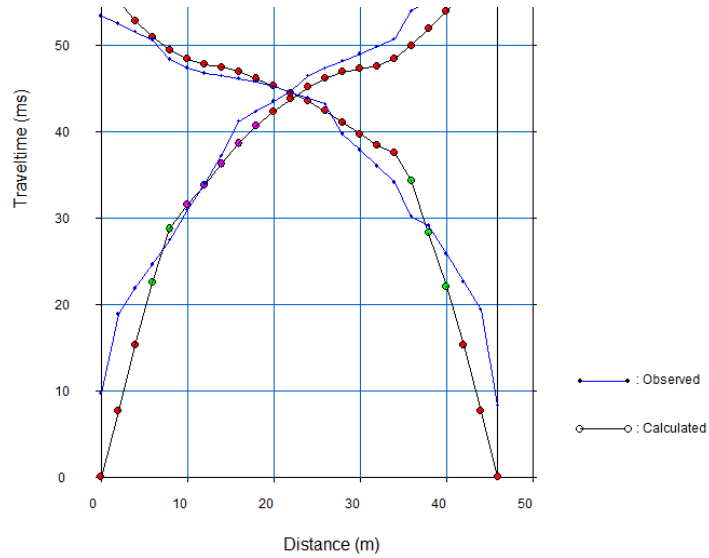
Figura 64. Tiempos vistos en Plotrefa. (a) SuperOne, (b) GEODE24.



Fuente: autor

La zona señalada en la figura 64, corresponde a los tiempos adquiridos con el equipo SuperOne vistos en Plotrefa, en dicha zona el software calcula la velocidad en el primer estrato, por lo que cuando el software estima esta velocidad sin tener unos tiempos de referencia genera un error tanto en velocidad como en profundidad del primer estrato. Aunque la curva se trata de ajustar lo mejor posible a los tiempos observados, en el lapso de 0 a 10 ms no tiene un punto de referencia como se observa en la figura 65.

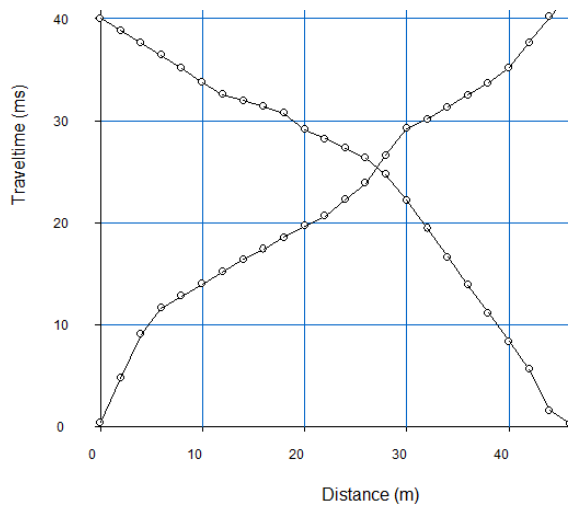
Figura 65. Vector de tiempos observados y calculados en Plotrefa.



Fuente: autor

Para corregir estos datos, se realizó un corte en el eje temporal para ajustar estos tiempos, se recortaron 9 milisegundos con la ayuda del programa Pickwin, se realizó de nuevo el picado y se llevaron estos tiempos a Plotrefa (ver figura 66).

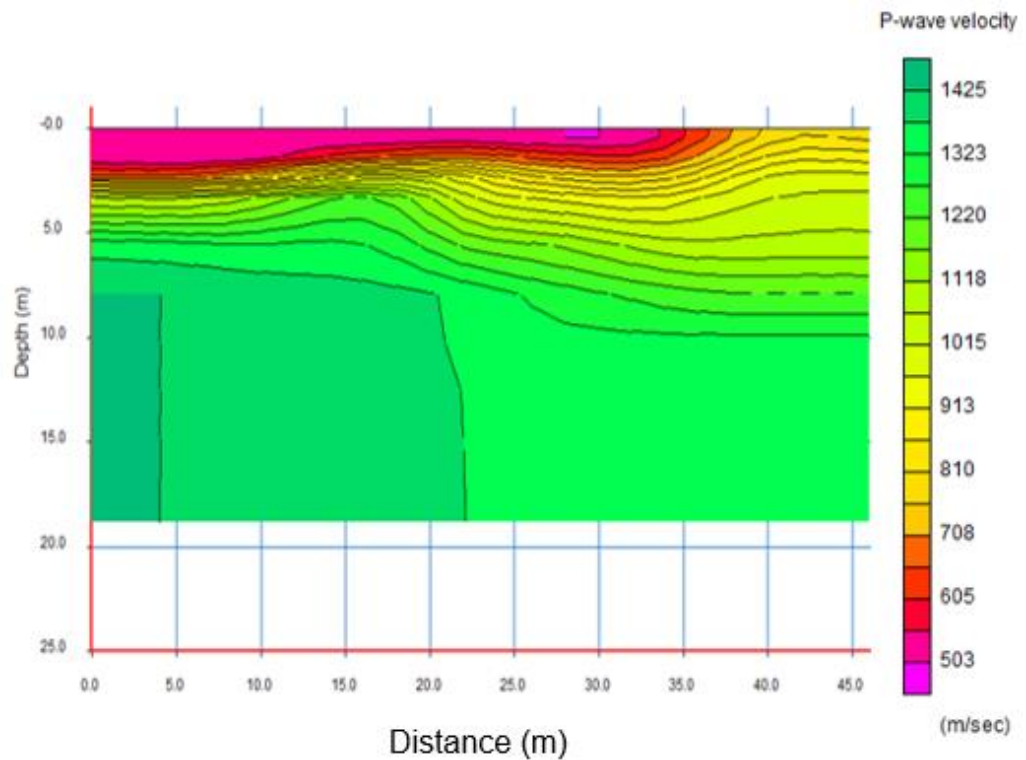
Figura 66. Vector de tiempos observados.



Fuente: autor

Se realizó nuevamente la tomografía con estos nuevos tiempos, obteniendo la gráfica que se observa en la figura 67, el RMSE bajo considerablemente a 1.72 ms.

*Figura 67. Tomografía con los tiempos corregidos.*



Fuente: autor

Se observaron las velocidades de la nueva tomografía del SuperOne (Figura 67) y la obtenida con el GEODE24 (figura 59), a una distancia horizontal de 25 m, partir de esta se trazó una recta vertical y se observó la velocidad cada 1 m hasta llegar a una profundidad de 15 m, los datos se registraron en la tabla 8.

Tabla 8. Velocidades onda P. SuperOne Vs GEODE.

profundidad (m)	Velocidad Onda P (m/s)		Diferencia de velocidad(m/s)
	SuperOne	GEODE24	
0,1	508,61	512,64	4,03
1	509,96	604,64	94,68
2	814,79	789,54	25,25
3	883,82	931,74	47,92
4	1050,7	1107,39	56,69
5	1050,7	1109,39	58,69
6	1320,92	1424,13	103,21
7	1320,92	1424,13	103,21
8	1332,11	1424,13	92,02
9	1332,11	1507,59	175,48
10	1332,11	1507,59	175,48
11	1367,43	1566,11	198,68
12	1367,43	1566,11	198,68
13	1367,49	1588,08	220,59
14	1367,49	1588,08	220,59
15	1367,55	1588,64	221,09

Fuente: autor

Desde la profundidad 0,1 hasta 8 metros la diferencia de velocidades es pequeña, se puede atribuir a la variación en el clima que hubo entre una adquisición y otra. A partir de los 9 m, hay una diferencia un poco más brusca en la velocidad que puede deberse un tanto a la diferencia en la topografía entre una gráfica y la otra, además del RMSE presente en ambas tomografías.

### 7.1.2. LINEA 2

Para realizar otra comparación entre los datos obtenidos con el SuperOne y el GEODE24, se realizó otra línea de 46 metros en el parqueadero del patinódromo de la ciudad de Pamplona, esta vez con cinco días de diferencia entre la realización de una línea y la otra. La primera en realizarse fue la del GEODE24 (imagen 19).

*Imagen 19. Tendido sísmico con el GEODE.*

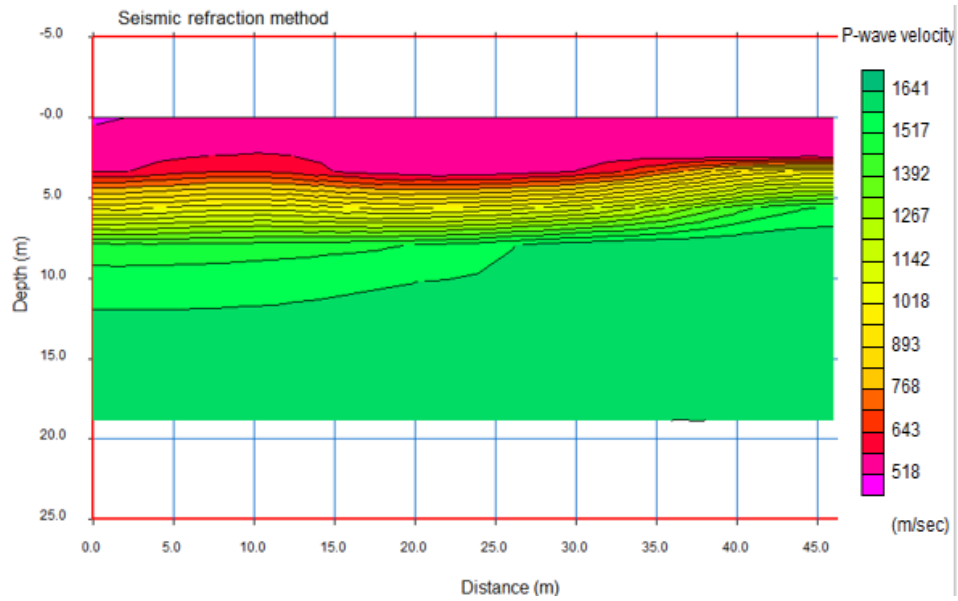


Fuente: autor

Los resultados de la tomografía tanto del SuperOne como del GEODE24 se observan en las figuras 68 y 69.

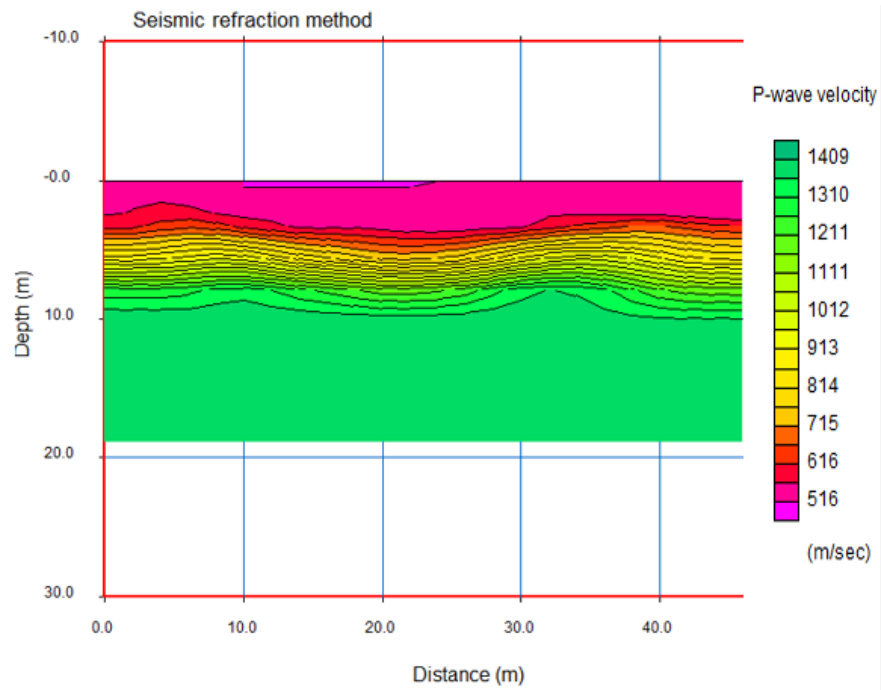


Figura 68. Tomografía luego de la inversión obtenida a partir del SuperOne.



Fuente: autor

Figura 69. Tomografía luego de la inversión obtenida a partir del GEODE.



Fuente: autor

El RMSE para la tomografía obtenida con el equipo de sismica SuperOne y GEODE24 fue de: 0.7923 ms y 3.473 ms, respectivamente. Este resultado es un indicativo de que los datos del SuperOne eran más claros que los obtenidos con el GEODE24.

La profundidad de investigación con el SuperOne es de aproximadamente 15 m, mientras que con el GEODE24 es de 10 m, después de estas profundidades las velocidades pueden ser poco confiables.

Se realizó una medida de la velocidad a una distancia horizontal de 20 metros, en esta distancia se trazó una línea vertical y se observó la velocidad cada un metro (1 m) hasta llegar a una profundidad de 10 m. los resultados se observan en la tabla 9.

*Tabla 9. Tiempos de los primeros arribos de la onda P, línea 2. SuperOne Vs GEODE.*

Profundidad (m)	Velocidad onda P (m/s)		Diferencia de velocidad (m/s)
	SuperOne	GEODE24	
0,1	519,55	516,48	3,07
1	528,38	516,48	11,9
2	532,81	523,94	8,87
3	522,55	524,20	1,65
4	536,83	541,93	5,1
5	536,83	555,20	18,37
6	1018,36	981,61	36,75
7	1479,51	981,61	497,9
8	1549,25	1408,14	141,11
9	1549,25	1408,14	141,11
10	1549,25	1408,14	141,11

Fuente: autor

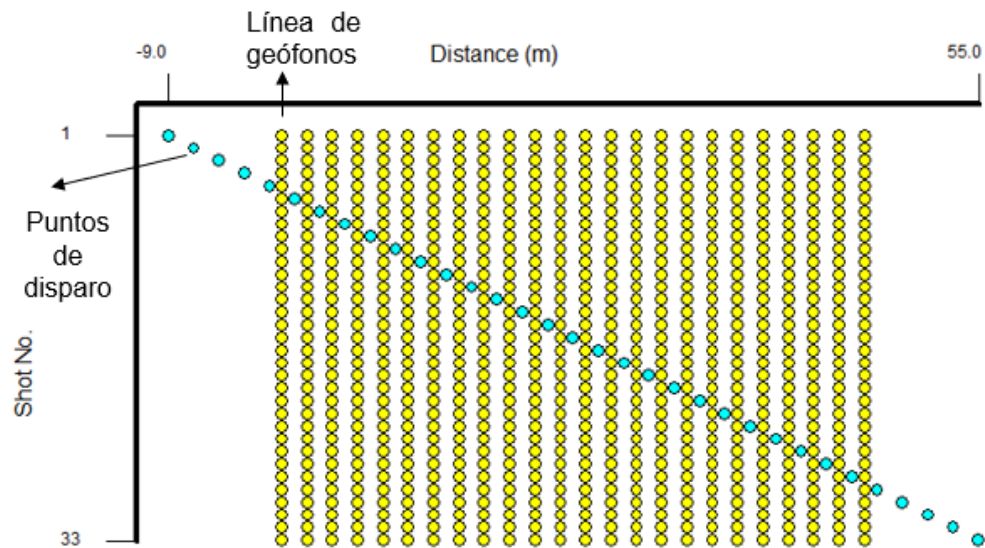
La diferencia de velocidad hasta una profundidad de 6 metros es muy pequeña, con una máxima de 36 m/s. A una profundidad de 7 metros hay un cambio brusco de velocidad, esta diferencia puede deberse a una pequeña variación en la topografía producido por el alto RMSE que se obtuvo de los datos del GEODE24.

## **7.2. MASW**

Para realizar una comparación de resultados obtenidos de la técnica de MASW tanto con el equipo GEODE24 como el equipo SuperOne, se realizó una línea de 46 metros en el parqueadero del patinódromo de la ciudad de Pamplona. Con el equipo SuperOne la adquisición se realizó en el modo de 12 canales, mientras que con el GEODE24 la adquisición se realizó en el modo de 24. La fuente para el GEODE24 fue: un martillo de 14 Lb y una platina de 10x10, para el SuperOne la fuente fue: un martillo de 14 Lb y una platina de 20x20. Los geófonos utilizados con el GEODE24 fueron de baja frecuencia, trabajan entre los 4-40 Hertz, el geófono utilizado con el SuperOne trabaja entre los 10-100 Hertz.

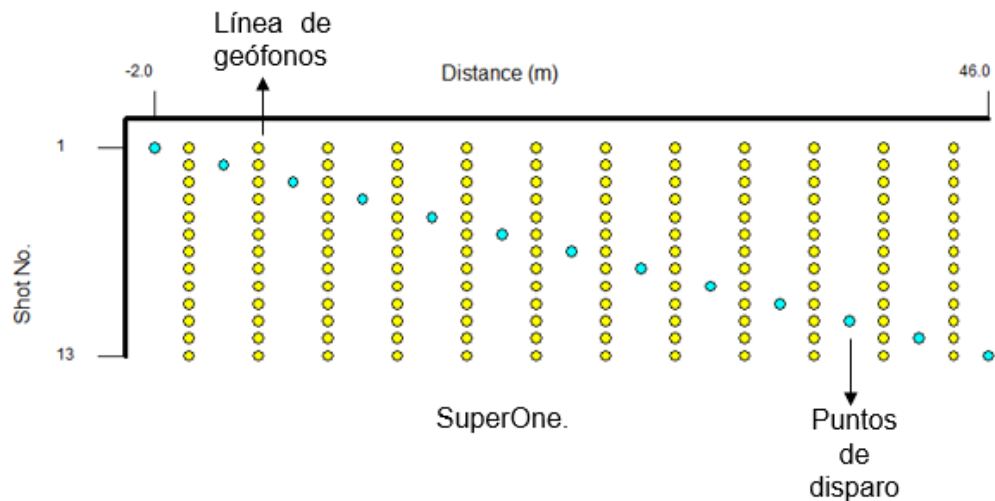
El arreglo de fuente y receptores tanto para el GEODE24 como para el SuperOne se observan en las figuras 70 y 71.

Figura 70. Arreglo del tendido sísmico y puntos de disparo para el GEODE.



Fuente: autor

Figura 71. Arreglo del tendido sísmico y puntos de disparo para el SuperOne.

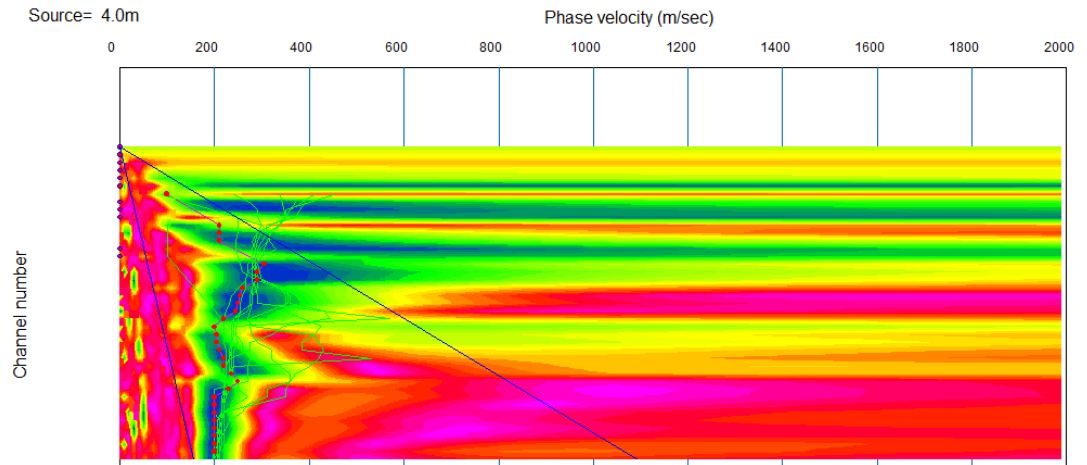


Fuente: autor

Con el GEODE24 se realizaron 33 disparos, mientras con el SuperOne fueron solo 13 disparos. En el arreglo generado con el GEODE24 y el SuperOne se nota una clara diferencia en la cantidad de datos que se obtendrán.

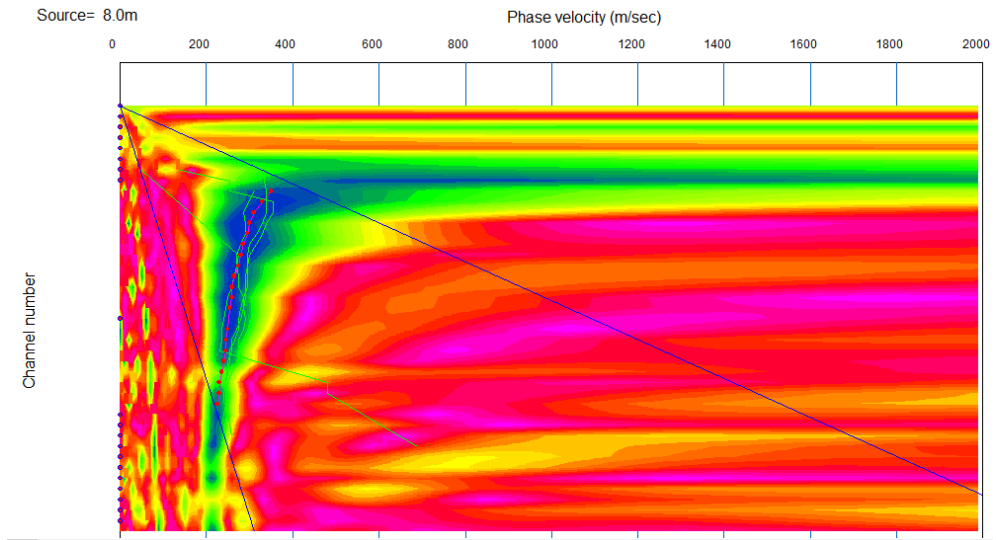
Las curvas de dispersión obtenidas se observan en las figuras 72 y 73.

*Figura 72. Curva de dispersión obtenida con el GEODE.*



Fuente: autor

*Figura 73. Curva de dispersión obtenida con el SuperOne.*

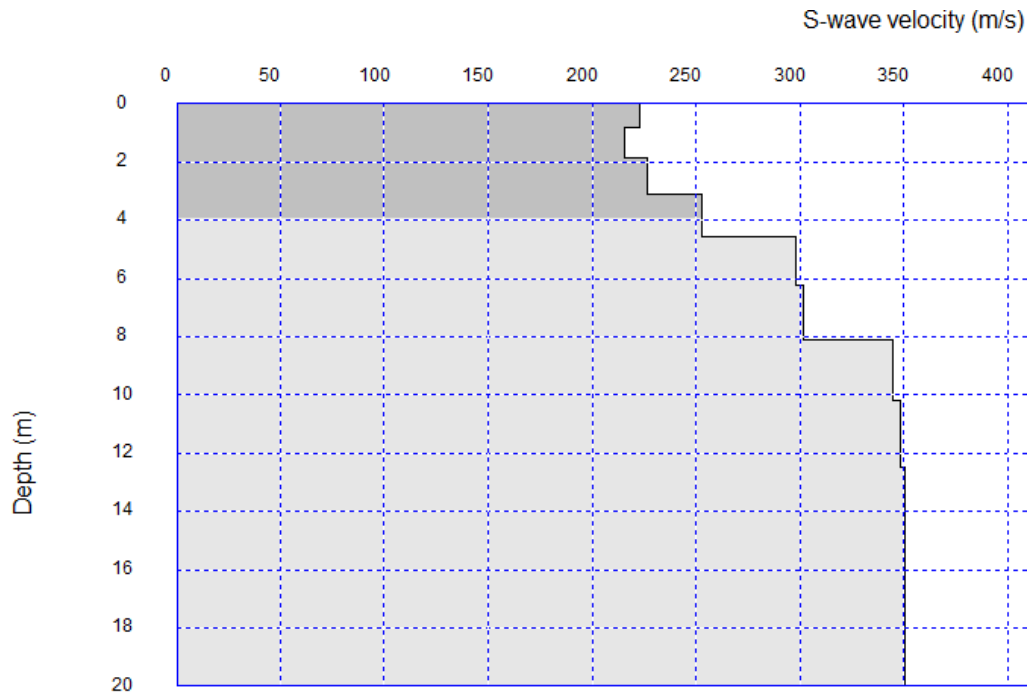


Fuente: autor

La curva de dispersión se observa un poco más clara en el SuperOne que en el GEODE24.

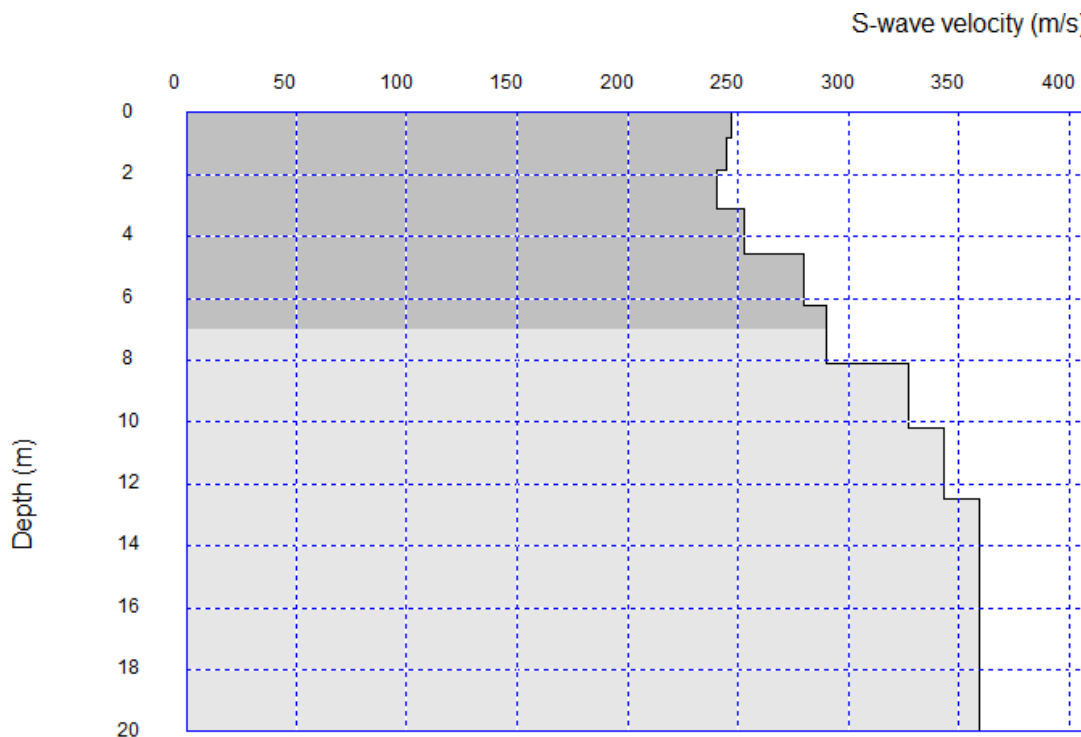
Luego de realizado el picado siguiendo la curva observa se obtuvo la gráfica de Profundidad VS velocidad de la onda S. La grafica tanto para el SuperOne como el GEODE24 se observan en la figura 74 y 75.

*Figura 74. Grafica de Profundidad Vs Velocidad onda S, para el GEODE.*



Fuente: autor.

Figura 75. Grafica de Profundidad Vs Velocidad onda S, para el SuperOne.



Fuente: autor

El RMSE para la gráfica obtenida con los datos del equipo SuperOne fue de: 9.049 m/s, equivalente a 2.319%. El RMSE para la gráfica obtenida con los datos del equipo GEODE24 fue de: 12.7 m/s, equivalente a un 3.495%. Las velocidades y profundidades se observan en la tabla 10.

Tabla 10. Velocidades obtenidas para la onda S. SuperOne Vs GEODE.

Profundidad (m)	velocidad Onda S (m/s)		Diferencia de velocidad (m/s)
	SuperOne	GEODE24	
0,8	246	222	24
1,9	244	215	29
3,1	240	226	14
4,6	253	253	0
6,3	279	297	18
8,1	290	301	11
10,2	327	344	17
12,5	343	348	5
20	359	350	9

Fuente: autor

La diferencia de velocidades para la onda S obtenidas con el SuperOne y el GEODE24 luego de realizar una prueba de MASW son mínimas (<10%).

Para poder realizar una comparación entre la velocidad de la onda S y la velocidad de la onda P, hay que tener en cuenta que la velocidad de la onda P es sensible al contenido de líquido en los poros del suelo; la velocidad de la onda S no es muy sensible a la cantidad de líquido en los poros. Además se debe tener en cuenta que si bien la velocidad de la onda P es:  $v_p = 1.73 \times v_s$ , es una aproximación que se cumple para roca dura, que debido a su compactibilidad no se ven afectadas por la saturación.

En la siguiente tabla se aprecian las velocidades tanto para onda S como para onda P, adquirida con el equipo SuperOne para una misma línea de 46 metros. Se halló la velocidad de la onda P a partir de la onda S y se comparó con la velocidad obtenida de la sísmica de refracción.



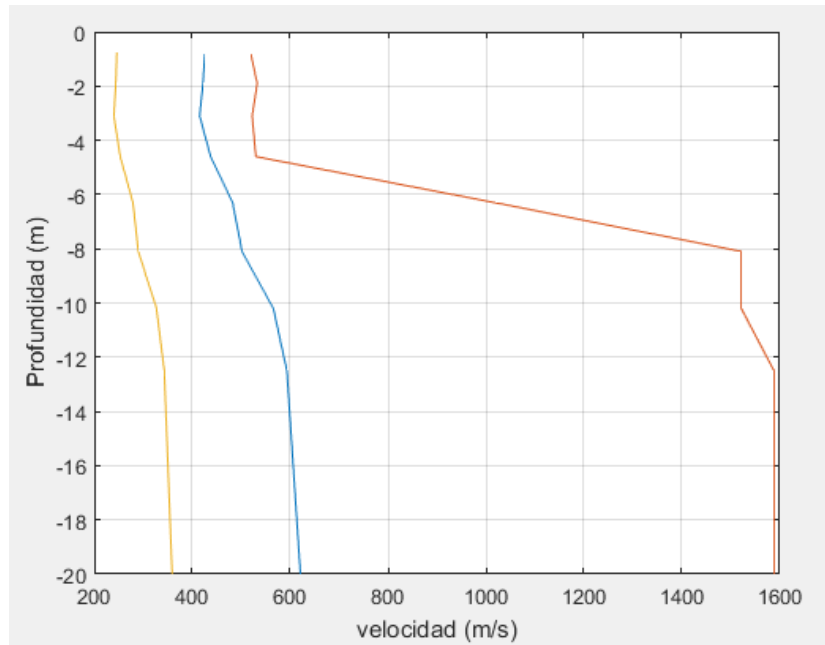
Tabla 11. Velocidades obtenidas con el SuperOne para la onda S. Velocidad teórica - Observadas

Profundidad (m)	$v_s$ (m/s)	$v_p = 1.73 \times v_s$ (m/s)	$v_p$ observada (m/s)	Diferencia de velocidades (m/s)
0,8	246	425,58	519,55	93,97
1,9	244	422,12	532,81	110,69
3,1	240	415,2	522,55	107,35
4,6	253	437,69	530,01	92,32
6,3	279	482,67	1018,36	535,69
8,1	290	501,7	1521,44	1019,74
10,2	327	565,71	1521,44	955,73
12,5	343	593,39	1588,32	994,93
20	359	621,07		621,07

Fuente: autor

Nuevamente se observa que para pequeñas profundidades las velocidades son muy similares, con variaciones que pueden deberse a la variación en la saturación del terreno. A los 6 metros de profundidad la variación de velocidades es bastante clara, esto puede deberse a mala calidad de los datos, mal picado.

Figura 76. Grafica para la Vs, Vp calculada y Vp observada VS profundidad.



Fuente: autor

En la figura 76 se observa la gráfica correspondiente a los datos obtenidos para la onda S (línea amarilla), para la velocidad de la onda P calculada (línea azul) y la velocidad de la onda P observada (línea roja); se nota una clara diferencia entre las velocidades de la onda S y la onda P observada.

En la tabla 12 se puede observar que las velocidades encontradas para la onda S (registrada en la tabla 10), se encuentran clasificadas en suelo vegetal y arenas secas, que corresponden a lo que se puede observar en la zona donde se realizó el estudio.

Tabla 12. Velocidades para la onda P y la onda S en diferentes medios.

Type of formation	P wave velocity (m/s)	S wave velocity (m/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Density of constituent crystal (g/cm <sup>3</sup> )
Scree, vegetal soil	300-700	100-300	1.7-2.4	-
Dry sands	400-1200	100-500	1.5-1.7	2.65 quartz
Wet sands	1500-2000	400-600	1.9-2.1	2.65 quartz
Saturated shales and clays	1100-2500	200-800	2.0-2.4	-
Marls	2000-3000	750-1500	2.1-2.6	-
Saturated shale and sand sections	1500-2200	500-750	2.1-2.4	-
Porous and saturated sandstones	2000-3500	800-1800	2.1-2.4	2.65 quartz
Limestones	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7	2.71 calcite
Chalk	2300-2600	1100-1300	1.8-3.1	2.71 calcite
Salt	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3	2.1 halite
Anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0	-
Dolomite	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9	(Ca, Mg) CO <sub>3</sub> , 2.8-2.9
Granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7	-
Basalt	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1	-
Gneiss	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7	-
Coal	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8	-
Water	1450-1500	-	1.0	-
Ice	3400-3800	1700-1900	0.9	-
Oil	1200-1250	-	0.6-0.9	-

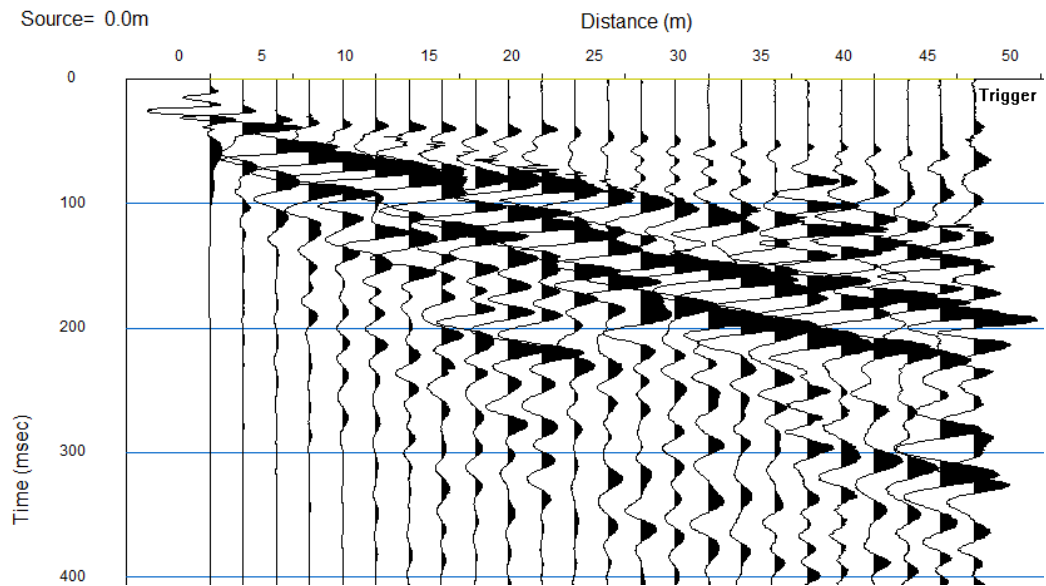
Fuente: Parameters That Influence Seismic Velocity [21].

## 8. RESULTADOS

Durante el desarrollo de esta investigación y debido a la cantidad de pruebas y adquisiciones realizadas inicialmente (fase de familiarización con el equipo), se logró detectar problemas con el equipo, ya que no se obtenían los resultados esperados. Se hizo la notificación al departamento de soporte técnico de la empresa creadora del equipo, la cual luego de evaluar y analizar los problemas que se presentaron durante las adquisiciones, y siguiendo con el desarrollo del mismo, durante un periodo de tiempo se presentaron los avances y falencias aun presentes en el equipo, y finalmente se pudo solucionar toda esta serie problemas, gracias así estas soluciones se logró desarrollar la investigación propuesta; Como se pudo observar en el capítulo 4, los datos obtenidos con el equipo SuperOne y los resultados del procesamiento de dichos datos, cambio considerablemente con las reparaciones realizadas.

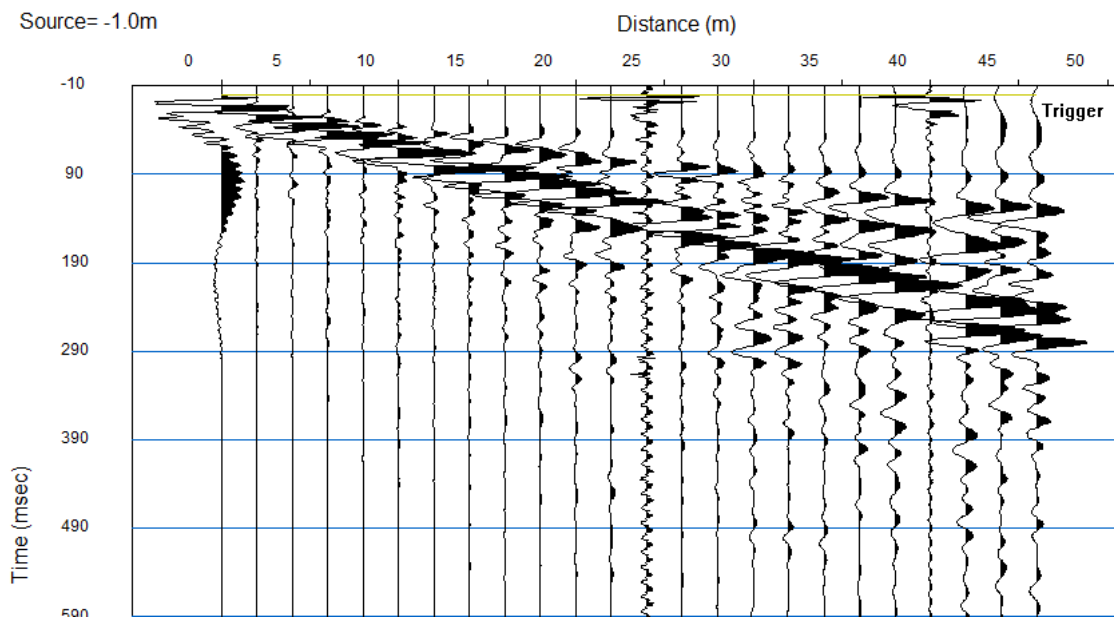
De acuerdo al análisis de todas las pruebas realizadas con el equipo SuperOne se observó que los sismogramas obtenidos con este equipo son más claros y limpios que los obtenidos con el equipo GEODE24, aclarando que el geófono canal utilizado con el equipo SuperOne funciona a una frecuencia entre los 10 y los 110 Hz, y los geófonos canales del GEODE24 funcionan a una frecuencia entre los 35 y los 100 Hz, se puede apreciar mucho mejor el primer arribo de las ondas (que corresponde a onda directa y luego la refractada por ángulo crítico), un ejemplo de esto se puede observar en las figuras 77 y 78.

*Figura 77. Sismograma SuperOne.*



Fuente: autor

*Figura 78. Sismograma GEODE.*

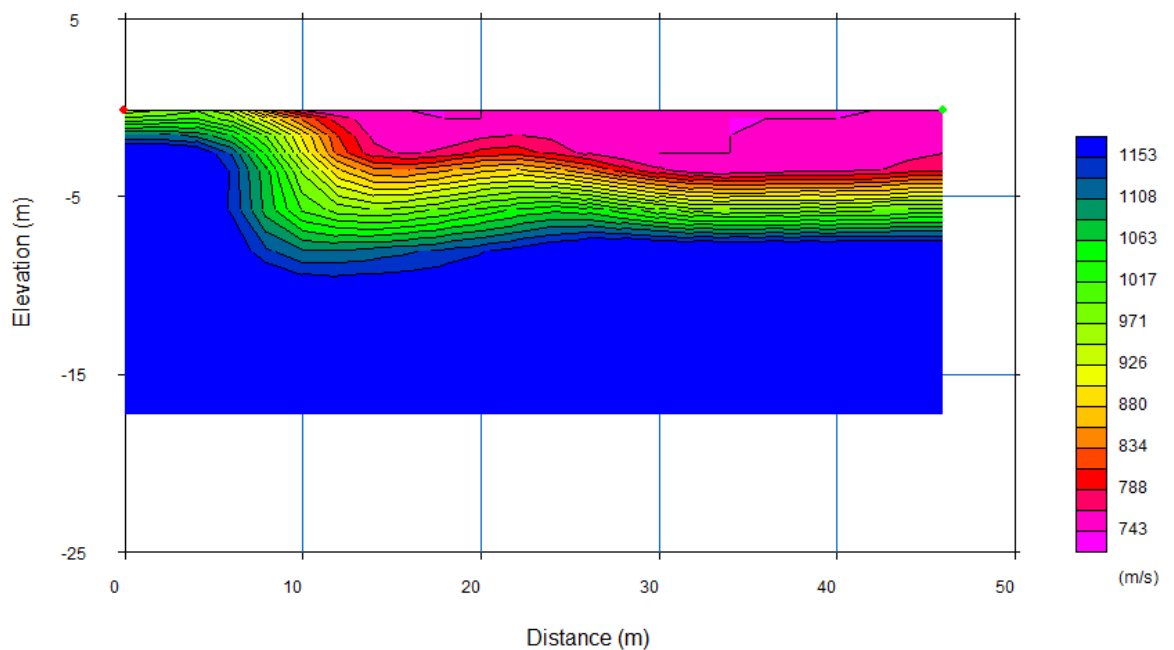


Fuente: autor

Para poder obtener una buena tomografía se necesita de un buen picado de los primeros arribos, pero para poder realizar un buen picado en los primeros arribos se necesita una buena calidad de los datos y como se observa en las dos figuras anteriores, los datos obtenidos con el SuperOne tienen una mejor calidad, se demora significativamente más tiempo obtener los datos con el equipo de sismica SuperOne, pero se compensa con la claridad de los datos obtenidos.

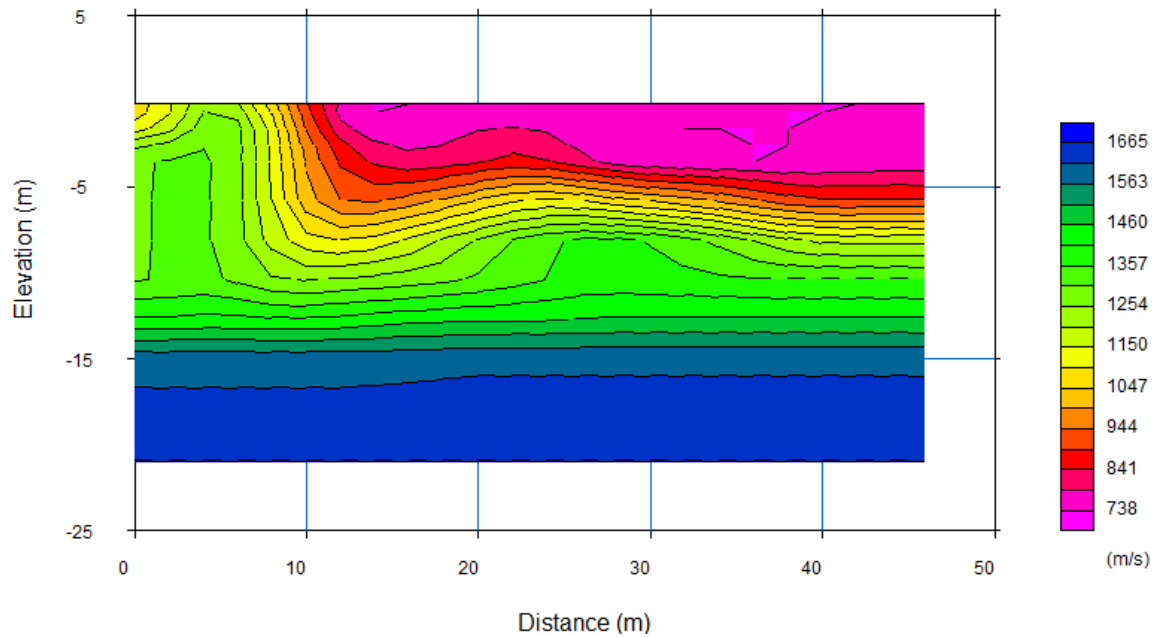
Durante el desarrollo de la investigación se observó un problema de ambigüedad ya que el picado de los primeros arribos es muy subjetivo, depende mucho de la experiencia de la persona que pique los datos, entonces para unos mismos datos se pueden obtener tomografías diferentes. En las figuras 79 y 80 se observan dos tomografías obtenidas con un mismo par de sismogramas.

*Figura 79. Tomografía 1, RMSE= 2,73 ms.*



Fuente: autor

Figura 80. Tomografía 2, RMSE= 2,5 ms.



Fuente: autor

Son los mismos sismogramas, pero el picado fue ligeramente diferente, la diferencia entre el RMSE de una tomografía y la otra es de 0,23 ms, lo cual es bastante pequeña y aun así la diferencia en cuanto a la topografía y las velocidades del subsuelo es significativa. Por esto se debe ser cuidadoso a la hora de adquirir y procesar los datos, además de utilizar distintas técnicas para mejorar la precisión y reducir los problemas de ambigüedad presentes en cada caso.

### **8.1. Alcances y limitaciones del equipo de sismica SuperOne.**

Utilizar un equipo de sismica con la capacidad para realizar sismica de refracción, reflexión y MASW, no suele ser sencillo. Requiere conocimiento en los softwares de adquisición que pueden ser complejos de manejar debido la cantidad de herramientas presentes, debe planearse con anticipación las adquisiciones de datos sísmicos de cualquier técnica que se quiera realizar, requiere de personal para poder transportar y ubicar el equipo sísmico en la línea a realizar y luego poder proceder con las conexiones y así dejando listo el tendido sísmico, todos estos pasos describen el procedimiento que se debe realizar con un equipo como el GEODE24 antes de realizar una adquisición de datos sísmicos; Si bien es un poco tedioso y demorado se compensa con el tiempo que se tarda en adquirir los datos sísmicos, ya que luego de instalado el equipo realizar una línea es realmente rápido y lo mejor es la cantidad de sismogramas que se obtienen, los cuales ayudan a dar una mejor precisión en la caracterización del subsuelo y en la topografía de este.

En todos estos aspectos de logística el equipo de sismica SuperOne tiene una clara ventaja, ya que al ser pequeño y de pocos elementos requiere un menor esfuerzo en planeación, el equipo puede ser utilizado fácilmente por dos personas por lo que no es problema realizar una adquisición en cualquier momento; Sin embargo, esta versatilidad en planeación se ve afectada por el tiempo y cantidad de golpes necesarios para adquirir un sismograma.

Los alcances de un equipo de sismica como el SuperOne son muy buenos en cuanto a:

- Apropiación de conocimiento en técnicas geofísicas. Debido a la fácil utilización de este equipo, permite a cualquier usuario practicar y apoderarse de habilidades en la adquisición de datos sísmicos.
- Permite llevar a cabo experimentos que favorecen el análisis de temas físicos, como son: Propagación de ondas, refracción por ángulo crítico, dispersión, atenuación de la onda, ondas mecánicas, análisis de las



ondas que se propagan luego de generada una perturbación; además de temas más geológicos como: caracterización del subsuelo a partir del análisis de las velocidades de propagación de la onda P o la onda S, implementación de técnicas geofísicas, entre otras.

- Permite al usuario controlar los datos adquiridos, debido a que el sismograma se obtiene traza a traza, permite controlar la calidad de los datos obtenidos, en caso de que el canal este en un punto en el que la traza salga ruidosa o que por algún motivo toque desplazar un canal por una obstrucción en el tendido sísmico, el diseño del equipo permite esta versatilidad. Esto implica más tiempo, pero se obtiene un sismograma con la calidad que uno desea. En caso de que una traza este mal se puede borrar y repetir dicha traza.
- Permite adquirir datos con técnicas geofísicas como: refracción, reflexión (en caso de superar los limitantes mencionados en el capítulo 6.2.) y MASW.
- Para casos en que las líneas sean cortas (<30m), el SuperOne permite realizarlas con rapidez.

En general es un buen equipo con el que como ya se a demostrado se pueden obtener buenos resultados.

Por otro lado, las limitaciones que presenta el equipo son:

- Mayor cantidad de golpes para conformar un sismograma, que consiste en 3 golpes por traza (esto para reducir el ruido, en caso de que haya) por el número de canales que se desea realizar ya sean 12 o 24.
- Mayor tiempo en adquisiciones de líneas largas, dependiendo si se realiza en 1SP o 2SP, para el caso de 2SP se reduce considerablemente el tiempo.
- Se debe tener cuidado con los datos que se adquieren, debido a que se obtiene una traza a la vez, pueden presentarse casos como los

mencionados en el capítulo 5, donde dependiendo la posición del golpe en la platina varía el tiempo de llegada del primer arribo.

## 9. CONCLUSIONES

Ante la detección de errores en el equipo y luego de sus debidas correcciones, se apreció una clara mejora en los datos obtenidos, que corresponden a los sismogramas, en estos ya no se aprecia ningún corte en las trazas, por esta razón también mejoraron los resultados luego del procesamiento de estos datos, y en las tomografías se observa que las velocidades, se adaptan a las de una onda mecánica propagándose en un medio sólido.

Para tener una buena consistencia en los datos adquiridos, se debe dar el golpe sobre la platina siempre en el mismo punto, para esto es conveniente tener una platina de menor tamaño, con lo que se puede asegurar que el golpe sea regular para todas las trazas y además esta platina pequeña permite acercarla aún más al trigger para que se pueda activar casi al instante. Otra manera de realizar esta activación del trigger es tipo switch, que consiste en cortar el cable del geófono del trigger para así, conectar una punta a la platina y la otra punta en el martillo para que cuando se dé el golpe, haga contacto; esto reduce considerablemente el tiempo de activación del geófono canal.

Las frecuencias generadas en cada golpe varían según varios factores: peso del martillo, tamaño de la platina, forma de la platina, intensidad del golpe, punto del golpe; Además de estos factores las frecuencias registradas en cada traza cambian según el tipo de terreno. Para suelos compuestos por material poco compacto las frecuencias registradas son bajas, debido a que las altas frecuencias son absorbidas en los estratos, a medida que aumenta la densidad del suelo aumentan las frecuencias registradas.

Para poder realizar sísmica de reflexión se deben superar ciertos aspectos, como son: una fuente que produzca una mayor perturbación, tendido sísmico con una longitud lo suficientemente larga ( $>120\text{m}$ ), mayor cantidad de canales;

Cumpliendo todo esto se debería lograr ver en el sismograma la hipérbola correspondiente a las reflexiones de las ondas en cada reflector.

El equipo de sismica SuperOne permite realizar sismica de refracción y MASW, de manera sencilla, con poco personal, pero con una inversión de tiempo mayor que con otros equipos de sismica; Además como ya se ha observado los datos obtenidos son de buena calidad, en los sismogramas obtenidos se puede observar claramente el primer arribo.

Los resultados obtenidos, es decir, la tomografía, depende mucho de dos factores: calidad de los datos (que se pueda apreciar el primer arribo con claridad) y de la experiencia de la persona que pique los primeros arribos, por lo que se presenta un problema de ambigüedad, ya que para un mismo par de sismogramas hay muchas tomografías posibles.

Con los resultados obtenidos de la técnica de MASW se observó claramente la curva de dispersión que corresponde a un cambio de estrato, debido a que las ondas Rayleigh son dispersivas, cuando pasan de un estrato a otro, las ondas de distinta frecuencia se propagan a distinta velocidad y ese cambio corresponde a variaciones en la velocidad de fase, que se observa en las gráficas de dispersión.

## **10. BIBLIOGRAFÍA**

- [1]. SÁNCHEZ NÚÑEZ, Julio César. “tomografía de ruido sísmico ambiental con ondas Rayleigh en el oriente de Venezuela”. Tesis de pregrado, Universidad Central de Venezuela. 2017.
- [2]. Rivero H. Ericka G. “caracterización geofísica mediante estudios de ruido sísmico ambiental, en el este de la cuenca del lago de Maracaibo, edo. Zulia”. Tesis de pregrado, Universidad Central de Venezuela. 2016.
- [3]. C. M. R. Fowler. The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. 2 ed. New York: Cambridge University Press, 2005. 685 p.
- [4]. PUJOL, Jose. Elastic wave propagation and generation in seismology. New York: Cambridge University Press. 2003. 464 p.
- [5]. Olmo, M., Nave, R. Ley de la Reflexión. Hyperphysics [en línea]. <<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/phyopt/Fermat.html>>. [citado 18 de marzo de 2018].
- [6]. Brendarojas0502. Ondas de superficie Ondas Love y Raleigh. Sismicidad [en línea]. <<https://sismicidad.wikispaces.com/page/code/Ondas+de+superficie+Ondas+Love+y+Raleigh>>. [citado 18 de mayo de 2018].
- [7]. VASSALLO, Bruno. Sísmica 12-24 canales [en línea]. Obtenido de: <<http://www.redgeofisica.es/sismica-12-24-canales/>>. [citado 18 de mayo de 2018].
- [8]. Subsuelo3D. Equipos [en línea]. <<http://www.subsuelo3d.com/es/ipaginas/ver/G12/16/equipos/>>. [citado 10 de marzo de 2018].
- [9]. BALLÉN, Mauricio Bautista, SALAZAR SUÁREZ, Francia Leonora. Hipertexto 2 Física: Electromagnetismo y física moderna. Bogotá, Colombia: EDITORIAL SANTILLANA S.A. 2011. 49-50 p.
- [10]. MILLER, Matt. Geofísica de la Tierra Solida [en línea]. <[http://www.mttmllr.com/geoTS\\_files/geo\\_ts\\_cap4.pdf](http://www.mttmllr.com/geoTS_files/geo_ts_cap4.pdf)>. [citado 23 de abril de 2018].

- [11]. lpi.tel.uva. ONDAS SÍSMICAS [en línea]. Obtenido de: [https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing\\_ond\\_1/trabajos\\_06\\_07/io3/public\\_html/Ondas/Ondas.html](https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing_ond_1/trabajos_06_07/io3/public_html/Ondas/Ondas.html). [25 de mayo de 2018].
- [12]. acacia.pntic.mec.es. Principio de Huygens [en línea]. Obtenido de: <http://acacia.pntic.mec.es/~jrui27/huygens/huygens.html>. [citado 25 de mayo de 2018].
- [13]. FRANCO GARCÍA, Ángel. La ley de Snell de la refracción [en línea]. Obtenido de: [http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica\\_/ondas/reflex\\_trans/snell/snell.html](http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica_/ondas/reflex_trans/snell/snell.html). [citado 25 de mayo de 2018].
- [14]. ESTRAMIL, Camila .Terremotos [en línea]. Obtenido de: [http://geoparatodos1235.blogspot.com/2016/08/blog-post\\_75.html](http://geoparatodos1235.blogspot.com/2016/08/blog-post_75.html). [citado 25 de mayo de 2018]
- [15]. GAYÁ FLOREZ, Maria Antonieta.” Procesado de Sísmica de Reflexión Superficial en el Complejo Turbidítico de Ainsa (Huesca)”. Tesis de maestría, Universidad Politécnica de Cataluña, 2004.
- [16]. Lavergne, Michel. Seismic Methods. Institut Français du Pétrole, p. 160-161; 1989.
- [17]. TAVERA, Hernando. ZONIFICACIÓN SÍSMICA – GEOTÉCNICA DE LA CIUDAD DE AREQUIPA - CERCADO (Comportamiento Dinámico del Suelo). Instituto Geofísico del Perú. 2014
- [18]. A. RINALDI, Victor. V. IBARRA, Horacio. F. VIGUERA, Ricardo. Y HARASIMIUK, Juan. Aplicación de la tomografía sísmica para la detección de fallas estructurales en una formación terciaria. En: revista facultad de ciencias exactas, físicas y naturales. septiembre, 2016. vol. 3, No. 2, P. 45-51.
- [19]. PARKChoon B., MILLER Richard D. y XIA Jianghai. Multichannel analysis of surface waves. En: GEOPHYSICS. Mayo-junio, 1999. Vol. 64, No. 3, P. 800–808.

- [20]. John N. Louie. Faster. Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth From Refraction Microtremor Arrays. En: Bulletin of the Seismological Society of America, abril, 2001.vol. 91, no. 2, p. 347-364.
- [21]. Mavko, Gary. Parameters That Influence Seismic Velocity. Stanford Rock Physics Laboratory. P. 74.
- [22]. Óptica Avanzada. PRINCIPIO DE FERMAT [en línea]. Obtenido de: <http://materias.fi.uba.ar/opto/optav/ApunteOpticaGeometrica.pdf>. [citado 29 octubre 2019].
- [23]. Refraction Seismic Method. GEOL 335.3.
- [24]. Luis A. Estrada. Prospección sísmica. Universidad nacional de Tucuman. 2008. P. 15-19.
- [25]. MASW - Sísmica de ondas superficiales. [en línea]. Obtenido de: <http://www.ocsageofisica.com/masw.html>. [citado 28 de octubre 2019]
- [26]. Geometrics Geode 24 Ultra-Light Exploration. [en línea]. Obtenido de: [Seismographhttps://www.kwipped.com/rentals/product/geometrics-geode-24-ultralight-exploration-seismograph/1790](https://www.kwipped.com/rentals/product/geometrics-geode-24-ultralight-exploration-seismograph/1790). [citado 2 de noviembre 2019]
- [27]. ¿Qué es el error cuadrático medio RMSE? [en línea]. Obtenido de: <https://acolita.com/que-es-el-error-cuadratico-medio-rmse/>. [citado 2 de noviembre 2019]