

Definición de las Propiedades Sísmicas del Estrato Somero de Las Unidades Paleógenas Que  
Afloran en el Sector Yaguará-Teruel (Subcuenca de Neiva), A Partir de la Adquisición,  
Inversión e Interpretación de Datos de Sísmica de Refracción

Néstor Raúl Zipamoncha García

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

**Director:**

Rocío del Pilar Bernal Olaya

Geóloga Ph.D

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIARÍAS FISCOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA

2018

### **Dedicatoria**

*A mi pilar y motor más grande, mi madre Gladys Cristina García por ser la razón para que  
todo esto fuera posible.*

*A mi directora de tesis, Rocío del Pilar Bernal Olaya por todo el tiempo, dedicación y buena  
energía lo cual me motivó a seguir adelante con esto.*

*A mi familia por siempre creer en mí y apoyarme en todo momento, en especial a mis tías  
Susana García y Luisa Fernanda García por todo el apoyo brindado a lo largo de todas mis  
etapas.*

### **Agradecimientos**

Principalmente, agradezco a mi directora Rocío del Pilar Bernal Olaya por toda la dedicación, tiempo y amistad que me brindó durante este proyecto. Sin ella, esto no hubiera sido posible.

A mis compañeros y amigos que me acompañaron en la campaña de campo y toma de datos: Paula R., Diego M., Rocío B., Wilson S., Nicolás D., Melissa S., Diego G., y Nancy E. por el arduo trabajo realizado con los equipos y por toda la colaboración que me brindaron.

A mis grandes amigas Paula Rey y Denissary Rueda con quienes aprendí durante toda la carrera y compartí esta etapa del trabajo de grado en la que pudimos salir adelante los tres.

A Carolina Plata por siempre estar en los buenos y malos momentos apoyándome y sacándome una sonrisa.

A mis amigos con quienes vivimos tantas experiencias a lo largo de toda la carrera y donde siempre hubo risas y buenos momentos juntos

Por último, quiero agradecer a todo el personal docente y administrativo de la escuela de geología quienes trabajan incansablemente para brindar conocimientos y apoyo a todos los estudiantes.

**Tabla de Contenido**

Introducción .....	13
1. Objetivos .....	14
1.1 Objetivo general.....	14
1.2 Objetivos específicos .....	14
2. Geología de la zona .....	15
2.1 Tectónica Regional .....	15
2.2 Geología de la zona de estudio .....	18
2.3 Estratigrafía.....	20
Grupo Guaduala.....	20
Grupo Chicoral.....	21
3. Propiedades físicas de las rocas .....	25
3.1 Propiedades de las rocas .....	25
3.2 Velocidades de ondas sísmicas .....	26
3.3 Hipótesis .....	28
4. Metodología .....	29
4.1 Sísmica de Refracción.....	30
4.2 Modelos de Adquisición .....	33
4.3 Procesamiento .....	35
5. Resultados .....	39
5.1 Modelo Directo .....	39

5.2 Sismogramas Adquiridos .....	40
5.3 Secciones de velocidad .....	43
Línea 1 .....	43
Línea 2 .....	45
Línea 3 .....	46
Línea 4 .....	49
6. Discusión .....	52
6.1 Definición de secciones de velocidad .....	52
Zona vadosa .....	52
Zona Freática .....	52
Roca Fresca .....	53
6.2 Análisis geológico de las secciones .....	54
Línea 1 .....	54
Línea 2 .....	55
Línea 3 .....	57
Línea 4 .....	58
6.3 Relaciones generales de las secciones .....	59
6.4 Relación geología-velocidad.....	60
6.5 Espesor del Estrato Somero .....	60
7. Conclusiones .....	62
8. Recomendaciones .....	63
Referencias bibliográficas .....	65

**Lista de Tablas**

Tabla 1. Tabla de velocidades de la onda P para algunos materiales consolidados y no consolidados que podrían relacionarse con la geología del área de estudio..... 27

**Lista de Figuras**

Figura 1 Localización de la zona de estudio.....	17
Figura 2. Mapa geológico compilado de la zona de estudio. ....	19
Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la subcuenca de neiva. ....	24
Figura 4. Modelos representativos de la sísmica de refracción .....	31
Figura 5. Modelos de adquisición diseñados.....	35
Figura 6. Procesamiento de los tiempos de viaje del primer arribo. ....	37
Figura 7. Modelos directos obtenidos a partir de valores de velocidad, profundidad y buzamiento aplicados a las hipótesis planteadas.....	40
Figura 8. Sismograma adquirido y las señales observadas en este.....	41
Figura 9. Resultados para la Línea 1 .....	43
Figura 10. Resultados para la Línea 2 .....	45
Figura 11. Resultados para la Línea 3 .....	48
Figura 12. Resultados para la Línea 4 .....	50
Figura 13. Recopilación de los resultados obtenidos a partir de las líneas sísmicas trabajadas...	53

**Lista de Apéndices**

**(Ver apéndices adjuntos en el CD y pueden visualizarse en la base de datos de la Biblioteca UIS)**

Apéndice A. Bitácora de campo.

Apéndice B. Disparo directo Línea 1.

Apéndice C. Disparo invertido Línea 1.

Apéndice D. Velocidades Línea 1.

Apéndice E. Disparo directo Línea 2.

Apéndice F. Disparo invertido Línea 2.

Apéndice G. Velocidades Línea 2.

Apéndice H. Disparo directo Línea 3.

Apéndice I. Disparo invertido Línea 3.

Apéndice J. Velocidades Línea 3.

Apéndice K. Placa del pozo LA MANGUITA 1.

Apéndice L. Disparo directo Línea 4.

Apéndice M. Disparo invertido Línea 4.

Apéndice N. Velocidades Línea 4.

Apéndice O. Pistón de 40kg utilizado como fuente.

Apéndice P. Disposición en campo de la consola del equipo de adquisición.

Apéndice Q. Grupo de trabajo para la adquisición en campo.

Apéndice R. Prueba de la fuente para adquisición de 300m

**RESUMEN**

**TÍTULO:** DEFINICIÓN DE LAS PROPIEDADES SÍSMICAS DEL ESTRATO SOMERO DE LAS UNIDADES PALEÓGENAS QUE AFLORAN EN EL SECTOR YAGUARÁ-TERUEL (SUBCUENCA DE NEIVA), A PARTIR DE LA ADQUISICIÓN, INVERSIÓN E INTERPRETACIÓN DE DATOS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN\*

**AUTOR:** ZIPAMONCHA GARCÍA, NÉSTOR RAÚL\*\*

**PALABRAS CLAVE:** VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA, SÍSMICA DE REFRACCIÓN, ESTRATO SOMERO, MODELOS DE VELOCIDADES.

**DESCRIPCIÓN:**

La Cuenca Valle Superior del Magdalena es la tercera cuenca más productiva de Colombia, con una producción anual de 18MMB por año, actualmente existen 38 campos productivos descubiertos y 1210 pozos perforados, también se han realizado 145 programas de exploración sísmica (ANH, 2011). La sísmica de reflexión es una de las herramientas más potentes para la exploración de hidrocarburos y es por esto que la resolución sísmica y su mejoramiento es fundamental para encontrar nuevos plays en el área. En áreas estructuralmente complejas como el VSM la generación de imágenes sísmicas puede complicarse. Para mejorar la calidad de estas imágenes se utilizan herramientas como las correcciones estáticas las cuales se han vuelto comunes y necesarias. En este proyecto se utilizan datos de sísmica de refracción para definir las propiedades sísmicas de las capas más someras de la secuencia sedimentaria cercana al área de Yaguará-Teruel. Nuestros resultados comparan los estratos someros de unidades conglomeráticas y arenosas Paleógenas mostrando la escasa variación de espesores y propiedades sísmicas debido a las variaciones litológicas. Por el contrario, se sugiere que la topografía podría jugar el rol principal al momento de definir y caracterizar el estrato somero. Estudios posteriores son necesarios para comprobar nuestros resultados.

\* Trabajo de grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Rocío del Pilar Bernal Olaya, Geóloga PhD

**ABSTRACT**

**TITLE:** CHARACTERIZATION OF THE WEATHERED ZONE SEISMIC PROPERTIES FOR THE PALEOGENE UNITS EXPOSED IN THE YAGUARÁ-TERUEL SECTOR (NEIVA SUB-BASIN) FROM REFRACTION SEISMIC ACQUISITION, INVERSION AND INTERPRETATION\*

**AUTHORS:** ZIPAMONCHA GARCÍA, NÉSTOR RAÚL\*\*

**KEYWORDS:** UPPER MAGDALENA BASIN, REFRACTION SEISMIC, WEATHERED ZONE, VELOCITY MODELS.

**DESCRIPTION:**

The Upper Magdalena Basin (UMB) is the third most productive basin of Colombia, with an annual production of 18MMB per year, there are 38 productive fields discovered and 1210 dilled oil wells, also, there have been 145 seismic exploration programs (ANH, 2011). Reflection seismic data is one of the most powerful tools for oil exploration and that is why seismic resolution and its respective improvement is key to finding new petroleum plays in the area. In structurally complex areas like the UMB, the seismic imaging is challenging. To improve the quality imaging the static correction is a common tool. In this project we use refraction seismic data to define the seismic properties of the shallowest layers of the sedimentary sequence outcropping in the Yaguara-Teruel area.

Our results compare the weathering profile of the Paleogene arenaceous and conglomeratic units displaying low variation on the thickness and seismic properties of these shallow zone due to lithological variations. Instead we suggest that topography could play the leading role at defining the weathering profile. Further studies are required to test our results.

\* Bachelor thesis

\*\* Faculty of Physico-Chemical Engineering. Geology Department. Director: Rocío del Pilar Bernal Olaya, PhD geologist

## Introducción

Uno de los eslabones del procesamiento de datos sísmicos es el de las correcciones estáticas, usadas para eliminar el efecto causado por la capa meteorizada o capa de baja velocidad somera. Esta capa tiene un efecto en la propagación de la onda, generada en superficie, debido a su alta tasa de absorción, y a menudo dispersión de energía; que dificulta la visualización de estructuras geológicas en las secciones sísmicas. Es por esto que se requiere definir las propiedades físicas del estrato o capa somera utilizando refracción sísmica, que es un método indirecto basado en el análisis de las variaciones en las velocidades sísmicas de las rocas del subsuelo que generan refracción crítica. Conocer estas propiedades permite entonces, mejorar las imágenes de sísmica de reflexión mediante la definición de modelos de velocidades más precisos para estas capas someras altamente dispersivas.

En la zona de Yaguará – Teruel afloran rocas cuyo perfil de meteorización configura el estrato somero de la cuenca, por lo que es posible adquirir sísmica de refracción en áreas representativas, para definir la velocidad y el espesor del estrato somero de las diferentes litologías aflorantes. A manera de experimento, durante la clase de Campo 3, se adquirieron líneas de refracción en ristas de ~200m de longitud que nos permitieron estudiar ~50m de profundidad de lo que se denomina el estrato somero de las unidades del Paleógeno, unidades predominantemente conglomeráticas y de granulometría media a gruesa y en algunas secciones granulometría más fina, para responder las preguntas:

¿Cuál es el espesor del estrato somero de unidades conglomeráticas? ¿Cuál es la velocidad de propagación de onda P en estas unidades? ¿Existe una capa freática en estas litologías? ¿Se observa variación de la velocidad del estrato somero en la dirección de buzamiento de las capas?

## **1. Objetivos**

### **1.1 Objetivo general**

Realizar una caracterización sísmica para el estrato somero de las formaciones Teruel, Baché, Palermo y Tesalia aflorantes en la parte sur de la cuenca Valle Superior del Magdalena en el sector Yaguará-Teruel (Subcuenca de Neiva) a partir de una toma de datos y posterior procesamiento de información de sísmica de refracción

### **1.2 Objetivos específicos**

- Registrar los datos de adquisición sísmica de refracción para las Formaciones Teruel, Palermo, Baché y Tesalia.
- Integrar el conocimiento geológico con los datos sísmicos obtenidos, para mejorar la calidad de la adquisición y procesamiento
- Estimar el alcance de la fuente utilizada, en este caso un pistón de 40 Kg (Apéndice O).
- Realizar una inversión sísmica de los datos obtenidos con el fin de identificar las propiedades sísmicas de las zonas trabajadas
- Plantear una interpretación geológica a partir de las propiedades sísmicas obtenidas en las diferentes litologías estudiadas

## 2. Geología de la Zona

### 2.1 Tectónica Regional

La cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM) es una depresión estrecha con orientación SSW-NNE que abarca los departamentos de Cundinamarca, Tolima, Huila y Putumayo, con una extensión aproximada de 21.600 Km<sup>2</sup>. Ramón y Rosero, (2006) definen el VSM como una cuenca intramontana, genéticamente relacionada con los límites oriental de la cordillera Central y occidental de la cordillera Oriental, en la cual han ocurrido varios pulsos de levantamiento y subsidencia. El VSM puede ser dividido en dos subcuencas: hacia el norte la cuenca de Girardot y hacia el sur la cuenca de Neiva.

La zona de estudio se ubica en la subcuenca de Neiva, en el departamento del Huila, en cercanías del municipio de Yaguará y el municipio de Teruel (Figura 1).

Esta zona, de acuerdo con Velandia et., al (2001) y Marquínez et., al (2002) en (Jimenez, 2008) se encuentra dentro de un bloque limitado al N-NW por el sistema de falla de Chusma, el cual pone en contacto rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas de edad Jurásica con las unidades sedimentarias del Cretácico y Cenozoico del VSM, y hacia el este por la Falla de Upar. Según Velandia et. al (2001) en (Jiménez 2008), estas rocas ígneas intrusivas y volcánicas del Triásico-Jurásico (Batolito de Ibagué y Formación Saldaña) conforman la base de la secuencia estratigráfica del VSM.. Rocas marinas Cretácicas (Aptiano – Maastrichtiano) afloran en los bloques yacentes de fallas con desplazamiento inverso, mientras que rocas sedimentarias continentales del Cenozoico se encuentran hacia los piedemontes y en la parte central de la

cuenca. Extensos depósitos Cuaternarios de origen aluvial, fluvio-glacial, volcánico y volcanoclástico cubren una gran extensión de la cuenca (Figura 1 y 3).

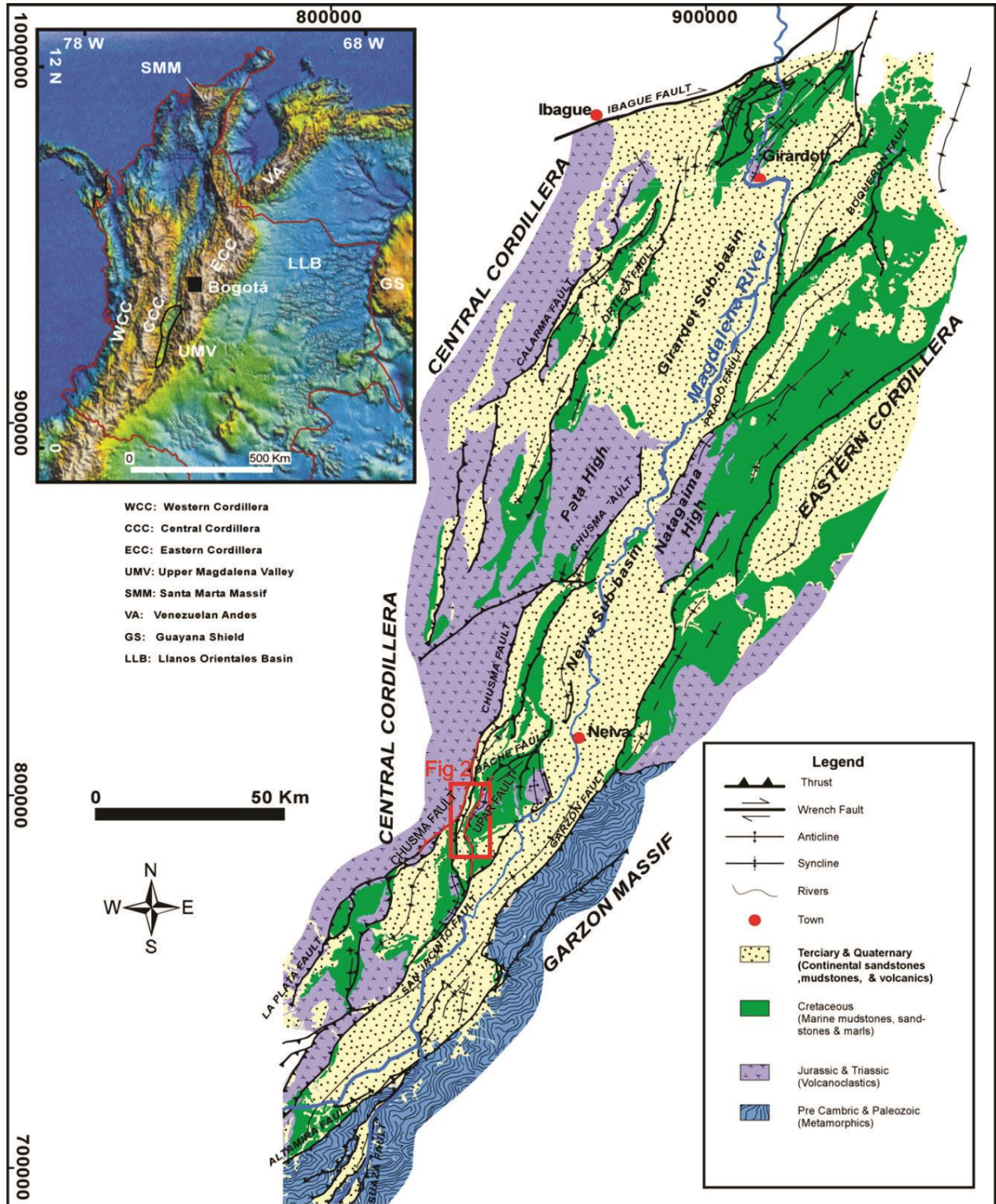


Figura 1 Localización de la zona de estudio (recuadro rojo) en el mapa geológico generalizado del Valle Superior del Magdalena. Tomado y modificado de: Ramón & Rosero 2006.

## 2.2 Geología de la zona de estudio

La zona de estudio comprende la secuencia sedimentaria del Paleógeno enmarcada por el Batolito de Ibagué limitado por la falla de Chusma hacia el oeste , y hacia el este, la falla de Upar que pone en contacto las unidades Paleógenas con unidades sedimentarias del Jurásico y Cretácico (Formación Saldaña y Monserrate).

Al ser el área de estudio una franja estrecha entre la Falla de Chusma y la Falla de Upar -- fallas inversas de alto ángulo cuyo espaciamiento puede llegar a ser de 4km en las zonas más estrechas, está se define como una zona estructuralmente compresiva en la que predominan sinclinales y anticlinales como el sinclinal y anticlinal de Iguá, el sinclinal del Cauchal y un set de fallas inversas con vergencia al este, como la Falla de San Francisco y la Falla de Buenavista (Figura 2),.

Las unidades Paleógenas aflorantes en la zona de estudio y afectadas por la complejidad estructural de la misma son las Formaciones Teruel, Palermo, Baché, Tesalia y Doima en orden estratigráficamente ascendente. También se encuentran en la zona algunas unidades Cretácicas como lo es la Formación Monserrate. Estas unidades epresentan buzamientos hacia el este y el oeste en los flancos que forman los sinclinales y anticlinales en la zona norte del área de estudio, mientras que hacia el centro y sur de la zona presentan un buzamiento dominante hacia el Este.

Existen una serie de depósitos Cuaternarios sobre los cuales se encuentran drenajes como ríos y quebradas actualmente presentes.

La anterior información está representada gráficamente en el mapa geológico de la zona mostrado en la Figura 2.

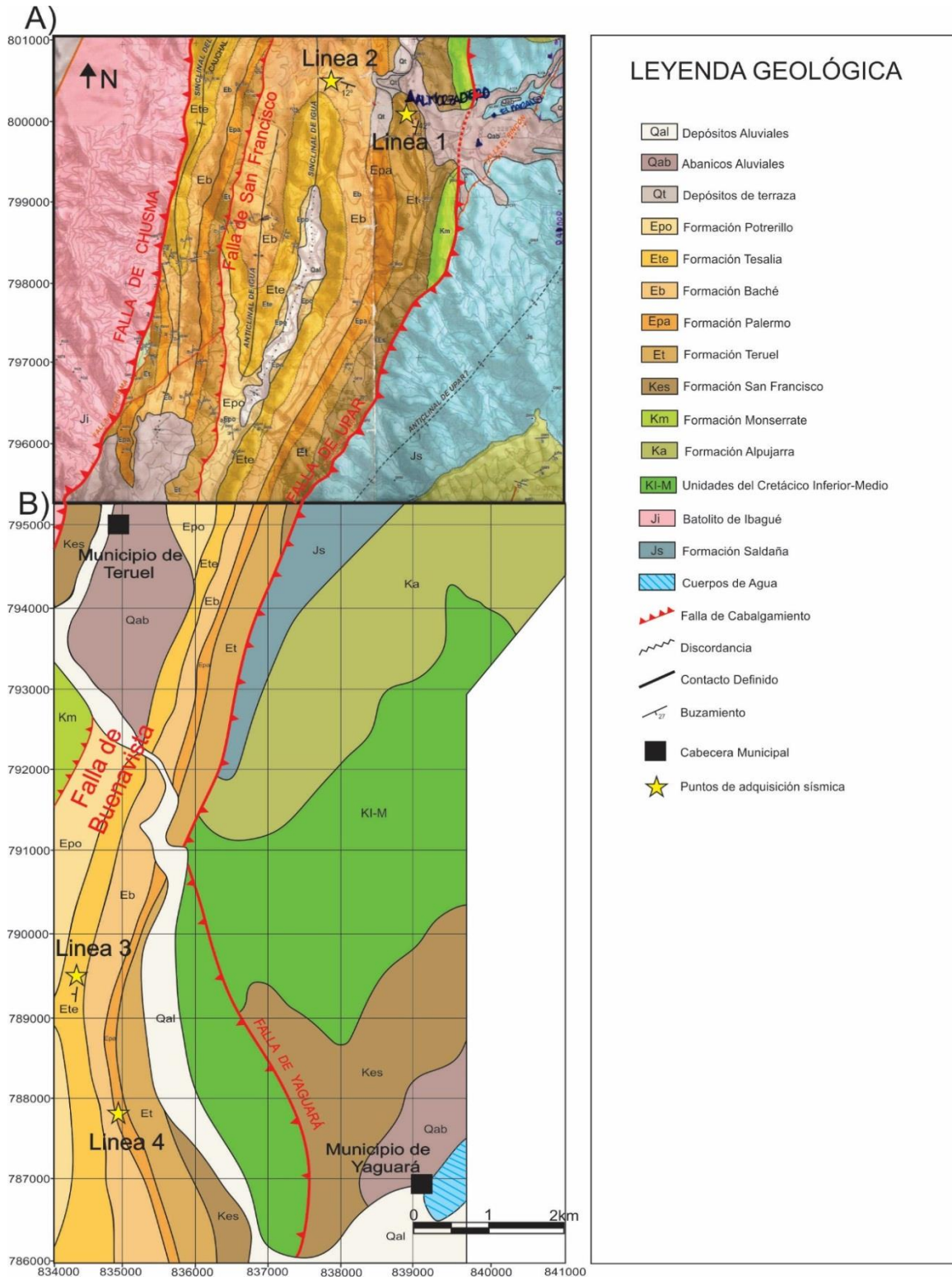


Figura 2. Mapa geológico compilado de la zona de estudio. A) Tomado de INTEGRACIÓN GEOLÓGICA UPAR OCCIDENTAL Y ORIENTAL GEOSEARCH LTDA & GEOREXP SAS. Proporcionado por ECOPETROL para la campaña de campo. B) Tomado y modificado de Blanco & De Freitas (ACGGP, 2003).

### 2.3 Estratigrafía

Poco se conoce en Colombia de la capa de meteorización formada en diferentes litologías, así que para hacer un análisis de las propiedades del estrato somero en las unidades aflorantes en la zona de estudio, para esto se definirá su estratigrafía en detalle.

Las unidades del Cretácico presentes en la zona se caracterizan por tener ambientes de formación primordialmente marinos a continentales (Figura 3A), esto evidencia un cambio de ambiente con respecto a las unidades continentales Paleógenas estudiadas en este trabajo (Figura 2), las cuales son:

#### **Grupo Guaduala:**

El Grupo Guaduala (~65 – ~55.8 Ma.) está compuesto a la base por niveles de lodolita rojizos-violeta, moteados muy meteorizados (Formación San Francisco) y hacia el tope por niveles de arenisca lítica intercalados con lodolitas rojizas y grises (**Formación Teruel**).

Las areniscas de la Formación Teruel están compuestas principalmente por chert e intraclastos de lodos que se presentan en estratificación cruzada y en artesa. Localmente se encuentran lentes conglomeráticos de máximo 50 cm de espesor, compuestos de clastos de chert negro de máximo 5 mm de diámetro. (Jimenez, 2008, Figura 3). Los niveles inferiores lodosos de esta formación tienen un comportamiento incompetente, mientras los niveles arenosos presentan un comportamiento frágil con desarrollo de fracturas.

En el trabajo de campo realizado se hizo una adquisición sobre la Formación Teruel hacia el este del sinclinal de Iguá, donde topografías de pendientes suaves a medias evidencian la presencia de los niveles de las facies más finas de esta unidad (Lodolitas?), la cual en esta posición según el mapa geológico buzan 42° en dirección N80O (Línea 1, Figura 2).

## **Grupo Chicoral**

### ***Formación Palermo***

La Formación Palermo (Eoceno Medio ~45 M.a.) está compuesta de clastos de chert, líticos sedimentarios y cuarzo en menor proporción (Anderson, 1972; HOCOL-ARES, 2007 en (Jiménez, 2008)). Tiene entre 20 y 59m de espesor y en algunos sitios se adelgaza hasta desaparecer (Memoria plancha 323-Neiva, INGEOMINAS).

Presenta cuatro tipos de facies:

1. facies de conglomerados con matriz lodosa,
2. conglomerados con una matriz ferruginosa,
3. facies arenosas ligeramente líticas intercaladas entre los lentes conglomeráticos
4. lodolitas rojizas-crema intercaladas entre lentes conglomeráticos.

En general las facies arenosas y conglomeráticas presentan un desarrollo de fracturas indicando su carácter competente (Figura 3) (Jimenez, 2008).

La formación Palermo en las regiones cercanas a Yaguará se caracteriza por presentar bancos de conglomerados de guijos y guijarros matriz soportados, mal seleccionados constituidos principalmente por fragmentos de chert oscuro y fragmentos de sílice criptocristalina. (Vargas, 2013)

Durante la fase de campo se hizo una adquisición sobre la Formación Palermo hacia la parte sur de la zona de trabajo en la vía Yaguará Teruel, donde afloraban las facies Conglomeráticas. (Linea 4, Figura 2).

### ***Formación Baché:***

La Formación Baché (Eoceno Medio ~42m.a.) se caracteriza por ser una unidad con facies más finas que la de las unidades infra y suprayacentes (Figura 3). Hacia la base se encuentran areniscas ferruginosas, areniscas ligeramente líticas color crema y lodolitas rojizas moteadas nodulares. Hacia el tope predominan bancos de conglomerados con clastos de chert y cuarzo con espesores no superiores a 5m (Jimenez 2008, Figura 3). Según las memorias de la plancha 323-Neiva de INGEOMINAS, la Formación Baché tiene 505m de espesor y está constituida por intercalaciones de lodolitas y conglomerados en capas muy gruesas.

En general es una unidad con un comportamiento competente evidenciado por el desarrollo de fracturas. La Formación Bache suprayace la Formación Palermo y se encuentra en contacto transicional (escala métrica) con la Formación Tesalia. (Jimenez, 2008).

En el trabajo de campo realizado se realizaron adquisiciones sobre la Formación Baché hacia la parte norte del núcleo del sinclinal de Iguá, y según el mapa geológico en la zona tiene un buzamiento de 12° hacia el S20E (Linea 2, Figura 2).

***Formación Tesalia:***

La Formación Tesalia forma escarpes fuertes y se encuentra constituida principalmente por bancos de conglomerados de espesor superior a 10 metros con clastos de chert gris y cuarzo esférico lechoso denominados “huevos de paloma”. La matriz de estos conglomerados es arenosa ligeramente lítica. En menor proporción se encuentran lentes arenosos y localmente lentes lodosos intercalados con los conglomerados. Esta unidad presenta un desarrollo de fracturas que indican un comportamiento competente. La Formación Tesalia suprayace la Formación Bache. El contacto transicional (escala métrica) superior con la Formación Potrerillos permite una definición del contacto con geomorfología debido a su contraste litológico (Jimenez, 2008, Figura 3).

Según las memorias de la plancha 323-Neiva de INGEOMINAS, esta unidad aflora en el área con espesor de 334m y consta de conglomerados estratificados en capas gruesas a muy gruesas, lenticulares, en cuña o a veces masivos.

En la región de Yaguará esta unidad se caracteriza por presentarse en bancos lenticulares de conglomerados oligmíticos de chert negro y marrón y fragmentos de sílice criptocristalina con algunas gradaciones a areniscas conglomeráticas con pequeñas intercalaciones de arcillolitas grises y violetas (Vargas, 2013).

En el trabajo de campo realizado se hicieron adquisiciones sísmicas sobre la Formación Tesalia hacia el oeste del municipio de Yaguará en la vía Yaguará – Teruel a la altura de la localización del pozo clausurado y abandonado LA MANGUITA1. (Línea 3, Figura 2).

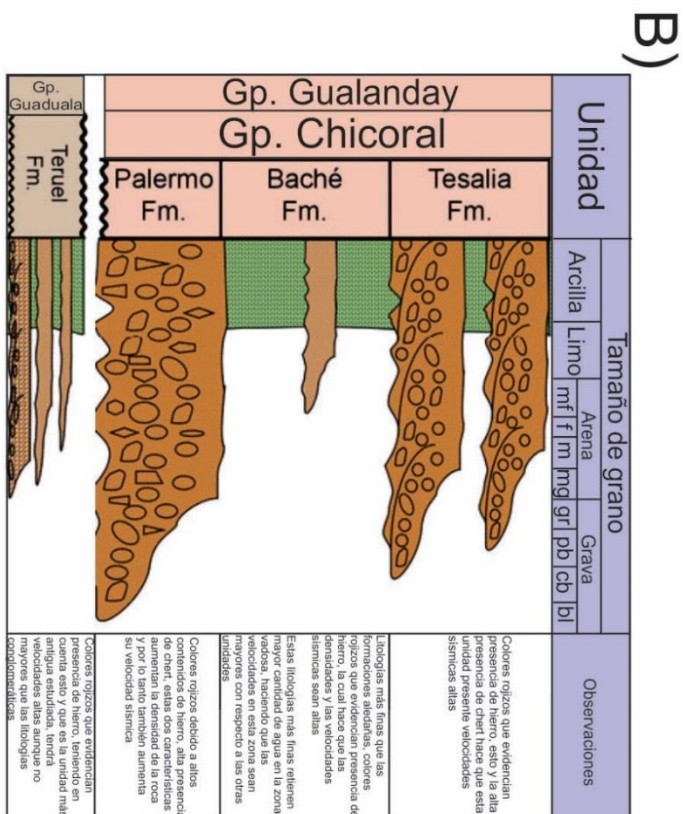
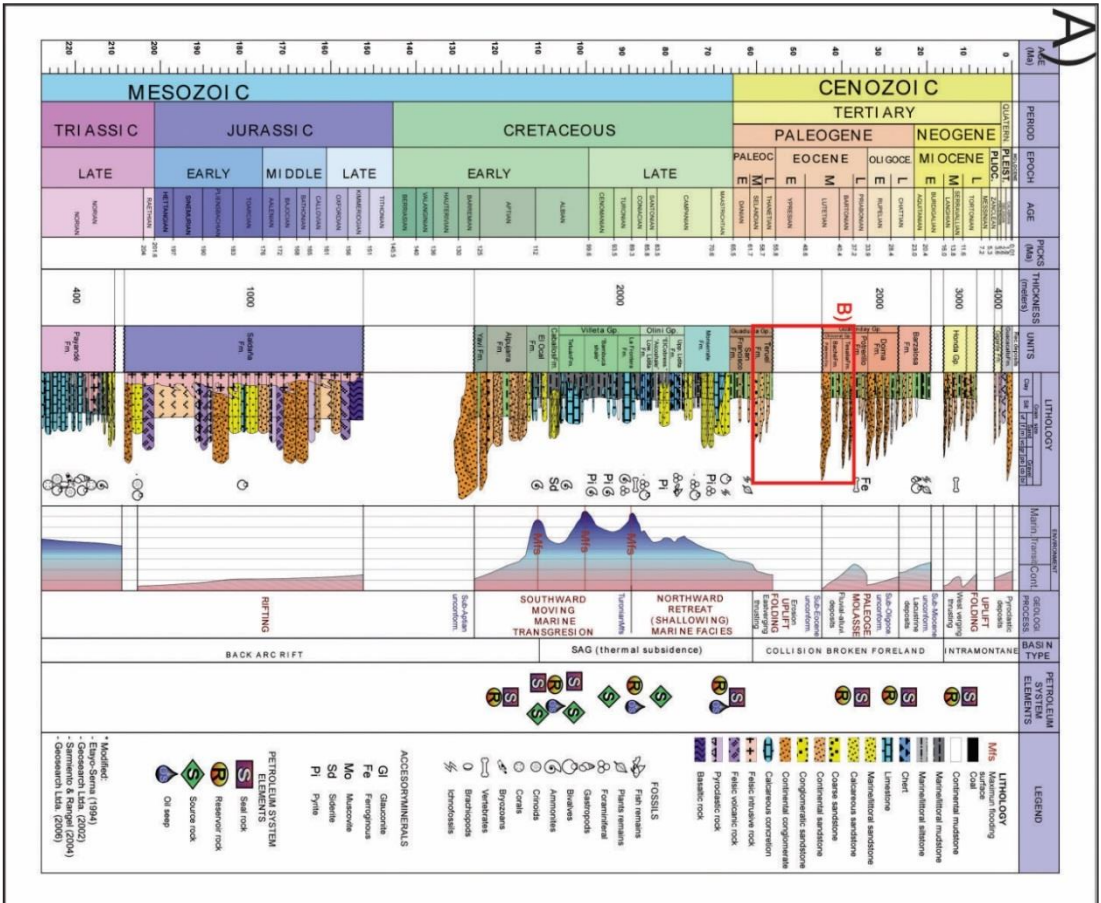


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la subsecuencia de Neiva. Tomado y modificado de: Volumen 14 Upper Magdalena Basin (ANH, 2011) y modificado para la zona de estudio.

### **3. Propiedades Físicas de las Rocas**

#### **3.1 Propiedades de las rocas**

Desde el punto de vista físico, las rocas presentan diferentes propiedades que pueden medirse, y que caracterizan su comportamiento en sistemas físicos. Dichas propiedades físicas derivan de las características puramente petrográficas; de los minerales formadores de roca, de su tamaño y morfología; del volumen de poros, de su forma, de la naturaleza de los fluidos que rellenan estos poros, y de la escala de estudio. Los caracteres petrográficos varían en función del tipo de roca y de su petrogénesis, alteración y meteorización mientras que la escala depende del método usado para medir estas propiedades. En gran medida, la importancia de las propiedades físicas de las rocas y de su estudio radica en la posibilidad que estas ofrecen para hacer la interpretación inversa, e identificar las rocas a través de sus propiedades. Es así como se pueden sugerir configuraciones geológicas en el subsuelo para realizar obras de ingeniería civil (edificios, túneles, presas, carreteras, etc), y se exploran recursos como el agua, petróleo, minerales, etc. En geofísica existen diferentes métodos para estudiar las rocas a partir de su densidad, susceptibilidad magnética, resistividad y conductividad eléctrica, temperatura, y resistencia a la deformación bajo el efecto de un esfuerzo. Esta última propiedad es el objeto de estudio de la física de rocas, una disciplina científica que caracteriza y modela la propagación de las ondas sísmicas y su relación con las características petrográficas y tipos de fluidos formadores de rocas.

A partir de las relaciones establecidas por esta disciplina, hoy en día se pueden hacer sugerencias sobre el tipo de roca y fluidos que se encuentran en el subsuelo de las zonas en las que se hace una adquisición sísmica de refracción o reflexión, a partir de la observación de las

velocidades de propagación de las ondas, y la amplitud de sus arribos grabados por los geófonos –receptores del método sísmico, puestos en superficie.

### 3.2 Velocidades de ondas sísmicas

Las ondas compresionales u Ondas P, son las ondas internas que se propagan con las mayores velocidades y por lo tanto son las primeras en ser detectadas por los receptores a la hora de realizar una adquisición de datos. Al ser ondas de cuerpo, su velocidad de propagación está definida por la densidad  $\rho$  y los diferentes coeficientes elásticos del material que cuantifican la resistencia al cambio de volumen en la presencia de un esfuerzo. La ecuación de velocidad para la onda P (Burger 2006).

$$v = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \mu}{(1 - 2\mu)(1 + \mu)}}$$

Esto establece que  $v$  (la velocidad para la onda P) es proporcional a  $K$  –el módulo de compresibilidad (o módulo de Bulk),  $G$  el módulo de rigidez o módulo de cizalla dura,  $E$  el módulo de Young o módulo de elasticidad, y  $\mu$  el coeficiente de Poisson; e inversamente proporcional a  $\rho$  la densidad.

Luego de pruebas sistemáticas en laboratorio, y en registros de pozo donde la roca y la velocidad de propagación de onda podía describirse con detalle (Gardner *et al.* 1974) se han establecido valores esperados de velocidad de propagación de ondas p, para diferentes litologías como muestra la Tabla 1.

Tabla 1.

*Tabla de velocidades de la onda P para algunos materiales consolidados y no consolidados que podrían relacionarse con la geología del área de estudio. Compilado y Modificado de: Press (1966, 195-218)*

Material	Velocidad de onda P (m/s)
Aire	331.5
Suelo	250-600
Aluviones	500-2000
Arcillas	1100-2500
Arena	
Insaturada	200-1000
Saturada	800-2200
Arena y gravas	
Insaturada	400-500
Saturada	500-1500
Areniscas y Shales	2000-4500
Calizas	2000-6000

De la tabla 1 se observa que las rocas litificadas tienen mayores velocidades que las rocas no consolidadas, y que las rocas no consolidadas saturadas con agua tienen mayores velocidades que las rocas no consolidadas insaturadas. El suelo y los aluviones hacen referencia a material meteorizado y depositado recientemente, que no están litificados. Al comparar las areniscas y shales se evidencia que tienen un rango muy parecido de velocidades, que solapan al de las calizas sólo en unos valores de sus posibles velocidades. En una secuencia sedimentaria, en la que existan capas de diferentes litologías y grados de compactación se espera tener medios con diferentes velocidades de propagación de onda, lo que basándonos en la ley de Snell, produce refracciones y reflexiones de las ondas.

### 3.3 Hipótesis

Un modelo hipotético de refracción y reflexión esperadas para las unidades aflorantes en el área puede sugerirse usando los valores de las velocidades mostradas en la tabla 1 junto con una descripción completa de la geología de la zona de estudio. A partir de estos modelos hipotéticos se planean los diseños de adquisición de datos y se interpretan los valores medidos presentados en los resultados.

Cabe resaltar que estos valores son teóricos, y aproximados por lo que pueden variar en casos específicos dependiendo de la composición, edad, fracturamiento, grado de meteorización y demás características propias de las unidades a estudiar.

Se presentan los siguientes escenarios de lo que se espera sea el estrato somero de las unidades del Paleógeno aflorantes en el área de estudio:

El estrato somero en las unidades de granulometría gruesa, con matriz arcillosa, y altamente cementada (para tener en cuenta en las Formaciones Palermo y Tesalia) tiene bajas permeabilidades y porosidades, lo que inhibe la infiltración y por lo tanto formación de una capa freática. Esta configuración geológica generaría un modelo de estrato somero con una única región de velocidad de propagación de onda, en el que la única superficie refractora sería el tope de la roca madre o el límite inferior del estrato somero.

Similar al anterior, partiendo de la homogeneidad sísmica del estrato somero y esta vez teniendo en cuenta que las unidades descritas son frágiles y tienen potencial de fracturamiento y porosidad, se considera la presencia de una capa freática. Las capas de diferentes velocidades serían tres -la zona vadosa, la zona acuífera y la roca sin meteorizar-. Estas capas configurarían

un modelo de tres velocidades en el que las superficies refractoras serían: a.) la superficie freática (que al estar saturada de agua tendrá velocidades sísmicas mayores que la zona vadosa) y b.) La Roca Madre que representaría el límite inferior del estrato somero.

Debido a que la zona es estructuralmente compleja, y en el mapa geológico se muestran buzamientos de las unidades de hasta 45 grados, se contempla la posibilidad de encontrar contactos litológicos buzantes dentro de las profundidades estudiadas. Estos contactos litológicos pueden representar superficies de refracción de ondas sísmicas, lo cual nos llevaría a obtener regiones (de velocidad uniforme) dispuestas de forma inclinada siguiendo el buzamiento de las capas.

Por último se postula el caso en el que se encuentren contactos litológicos inclinados junto con una capa freática, rasgos que generarían superficies de refracción en diferentes ángulos. Este caso genera un modelo de velocidades significativamente más complejo ya que el tope de la capa freática es un refractor horizontal que cortaría las superficies de cambio de velocidades por variación litológica que estén inclinadas.

#### **4. Metodología**

A partir del experimento sísmico se mide la velocidad de propagación de las ondas en los diferentes medios que componen el subsuelo para determinar sus características de manera indirecta. Las ondas que se graban en un experimento sísmico somero incluyen la onda de perturbación que viaja en el aire (onda de aire), las ondas superficiales (ground roll), las ondas reflejadas al encontrar una superficie que marca un contraste de velocidades de propagación de

onda, y las ondas refractadas críticamente. Las ondas de refracción crítica son la base del método de sísmica de refracción (Figura 4A).

#### **4.1 Sísmica de Refracción**

La sísmica de refracción ha sido por décadas el método sísmico más usado a la hora de estudiar la superficie somera del subsuelo. Esta se enfoca en el estudio de las señales refractadas redirigidas a la superficie donde pueden ser detectadas y registradas, debido al efecto de la refracción crítica, fenómeno que se da cuando una onda se refracta al incidir sobre una superficie que marca un contraste de velocidad entre diferentes capas, en el que la capa inferior tiene mayor velocidad que la superior. La onda refractada o “Head Wave” se propaga con la velocidad de las capas inferiores, por lo que el tiempo de viaje de la fuente de la onda en superficie, hasta la superficie de refracción y de regreso al receptor puesto en la superficie es corto, lo que permite que esta onda se registre como el primer arribo en los geófonos que están a una distancia crítica de la fuente de energía (figura 4). Es por esta razón que en el método de refracción consideramos el primer arribo como la señal más importante en nuestros sismogramas, ya que este representa a la onda de refracción crítica, la cual será estudiada con la finalidad de definir velocidades y profundidades de las capas en las cuales se dio el contraste de velocidad, a partir de sus tiempos de arribo.

Así pues, una onda refractada críticamente en el punto G de la Figura 4B, ha seguido una trayectoria desde la fuente E hasta el geófono G que será medida a través de su tiempo de viaje. La onda compresional generada en la fuente E se desplaza a una velocidad  $V_1$  hasta la superficie de contacto con la capa inferior (de velocidad  $V_2$ ) donde se refracta críticamente cuando incide con un ángulo crítico  $\theta_{ic}$  (Trayecto E-M). En esta superficie, la trayectoria continúa en dirección

paralela al contacto dentro de capa de velocidad  $V_2$  (Trayecto M-N). Al ser refractada de manera crítica, las perturbaciones generadas en la superficie de contacto de las capas se propaga por el medio de velocidad  $V_1$ , regresando la energía a la superficie donde van a ser registradas por los receptores (Trayecto N-G). El recorrido de la onda descrita desde E a G ocurre en el intervalo de tiempo desde que se activa la fuente hasta que la señal es registrada nuevamente en superficie, intervalo de tiempo al que se denomina Tiempo de Viaje (Figura 4B).

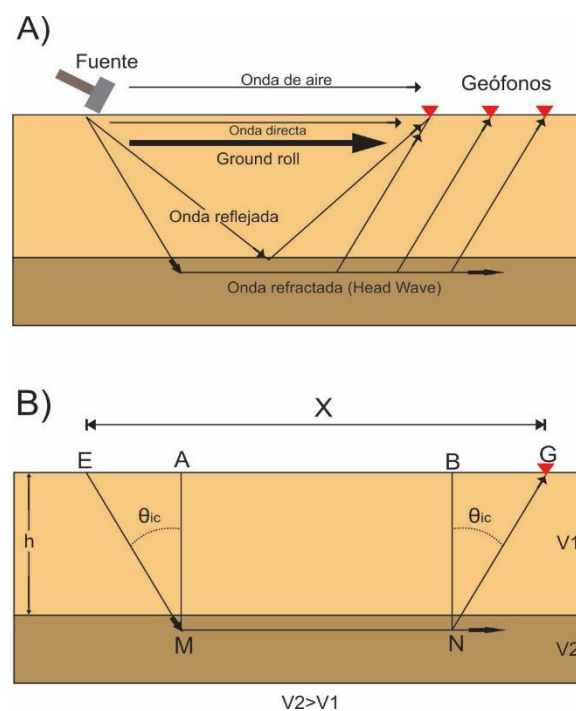


Figura 3. Modelos representativos de la sísmica de refracción. A) Señales generadas por la activación de la fuente y sus comportamientos en el subsuelo. B) Modelo representativo de la onda refractada junto con sus características principales.

Este tiempo de viaje va a estar regido por la ecuación:

$$t = \frac{x}{v} \quad (1)$$

Donde  $t$  es el tiempo de viaje,  $x$  la distancia desde la fuente hasta el receptor y  $v$  la velocidad a la que viaja la onda.

De esta forma podemos decir que el tiempo de viaje de la onda refractada generada desde el punto E y registrada en el punto G (Figura 4.B) estará dado por la siguiente ecuación

$$t = \frac{EM}{v1} + \frac{MN}{v2} + \frac{NG}{v1} \quad (2)$$

A partir de este punto, es necesario representar las trayectorias EM, MN y NG en valores relacionados con velocidad  $v$ , distancia  $x$ , profundidad  $h$  o en alguna función trigonométrica del ángulo crítico de incidencia  $\theta_{ic}$ . Para esto tenemos que:

$$EM = NG = \frac{h}{\cos\theta_{ic}} \quad MN = x - 2h\tan\theta_{ic} \quad (2a, 2b)$$

Reemplazando estos valores en la ecuación 2 obtenemos:

$$t = \frac{h}{v1\cos\theta_{ic}} + \frac{x - 2h\tan\theta_{ic}}{v2} + \frac{h}{v1\cos\theta_{ic}} \quad (3)$$

Partiendo de esta ecuación 3 y con la finalidad de llegar a un resultado en el que el tiempo de viaje esté definido en función de las velocidades  $V1$  y  $V2$ , la distancia  $x$  y la profundidad de la capa  $h$  los cuales son los términos de interés en este estudio, utilizamos relaciones trigonométricas para expresar el tiempo de viaje como:

$$t = \frac{2h(V2^2 - V1^2)^{1/2}}{v2v1} + \frac{x}{v2} \quad (4)$$

Con esta relación matemática podemos definir la profundidad  $h$  a la superficie de contacto entre dos medios de diferentes velocidades, a partir de los valores medidos de tiempo de arribo, velocidades de las capas y la distancia  $x$  entre la fuente y los geófonos.

Si evaluamos la variación del tiempo de viaje con respecto a la distancia  $x$  entre la fuente y los geófonos, utilizando la derivada de la ecuación 4 encontraremos que:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{v2} \quad (5)$$

Lo que indica que el tiempo de arribo para la refracción crítica va a tener un comportamiento lineal cuya pendiente  $\frac{1}{v_2}$  representa el valor de velocidad  $V_2$  propio de la capa que genera la refracción crítica.

El análisis de los tiempos de arribo de las primeras señales recibidas por los geófonos, permite definir a partir de la relación entre el tiempo de viaje medido y la distancia  $x$  entre la fuente y los geófonos, las velocidades de las capas que generan la refracción crítica –a partir del análisis de las pendientes de la relación tiempo vs. distancia. Este análisis se realiza a partir del gráfico resultante del experimento sísmico. Las profundidades de los topes de estas capas son invertidas luego a partir del uso de la ecuación 4.

## **4.2 Modelos de Adquisición**

La adquisición se realizó con el equipo ABEM Terraloc Pro (Apéndice P), 1 Pistón de 40km (Apéndice O) como fuente el cual golpeaba una placa metálica (con el fin de disminuir la dispersión de la señal), un geófono independiente de 10Hz que cumplía la función de trigger para dar inicio a la adquisición y 48 geófonos verticales de 10Hz como receptores.

El esquema de adquisición utilizado en la zona de estudio nos permitió probar la efectividad de la fuente sísmica en una distancia conservadora de adquisición (190m), recobrar datos de buena calidad (relación dato vs. ruido alta), para definir en detalle la geometría de la superficie de contraste de velocidades de las capas someras de las unidades muestreadas.

Los sitios de adquisición fueron elegidos con el mapa geológico (Figura 2) y una visita de reconocimiento, en el que se propendió por realizar el experimento sísmico en las diferentes litologías aflorantes, en segmentos donde la topografía fuera lo más plana posible para evitar tener que corregir los tiempos de viaje por los valores extra generados por la topografía.

El arreglo de adquisición consistió en una disposición de los 48 geófonos con un espaciado de 4m entre sí, y de la fuente para la toma de datos 2m antes del primer receptor ( $x=-2m$ ) y posteriormente cada 12m de su ubicación inicial, realizando un total de 17 disparos por línea (líneas 1, 2 y 3) y 11 disparos para la línea 4, siendo el último disparo 2m después del último geófono en todos los casos. Además, en cada punto de ubicación de la fuente se tomaron 3 datos lo que nos permitió elegir el mejor dato por punto adquirido (Figura 5A)

En la línea 4 tuvimos que ajustar el diseño de adquisición ubicando los 48 geófonos de 10Hz espaciados a 4m entre ellos, el primer punto de la fuente a 2m antes del primer geófono ( $x=-2$ ), y los posteriores puntos de la fuente a 20m de espaciamiento entre cada uno (Figura 5B). Este arreglo se diseñó con el fin de reducir el número de puntos de disparo, de esta forma reduciendo significativamente el tiempo empleado en la adquisición manteniendo los disparos externos a 2m antes y después del primer y último receptor respectivamente. Los detalles de la adquisición y de la actividad de campo se encuentran registrados de forma detallada en la bitácora de campo (Apéndice A) junto con un registro fotográfico propio (Apéndice O, P y Q).

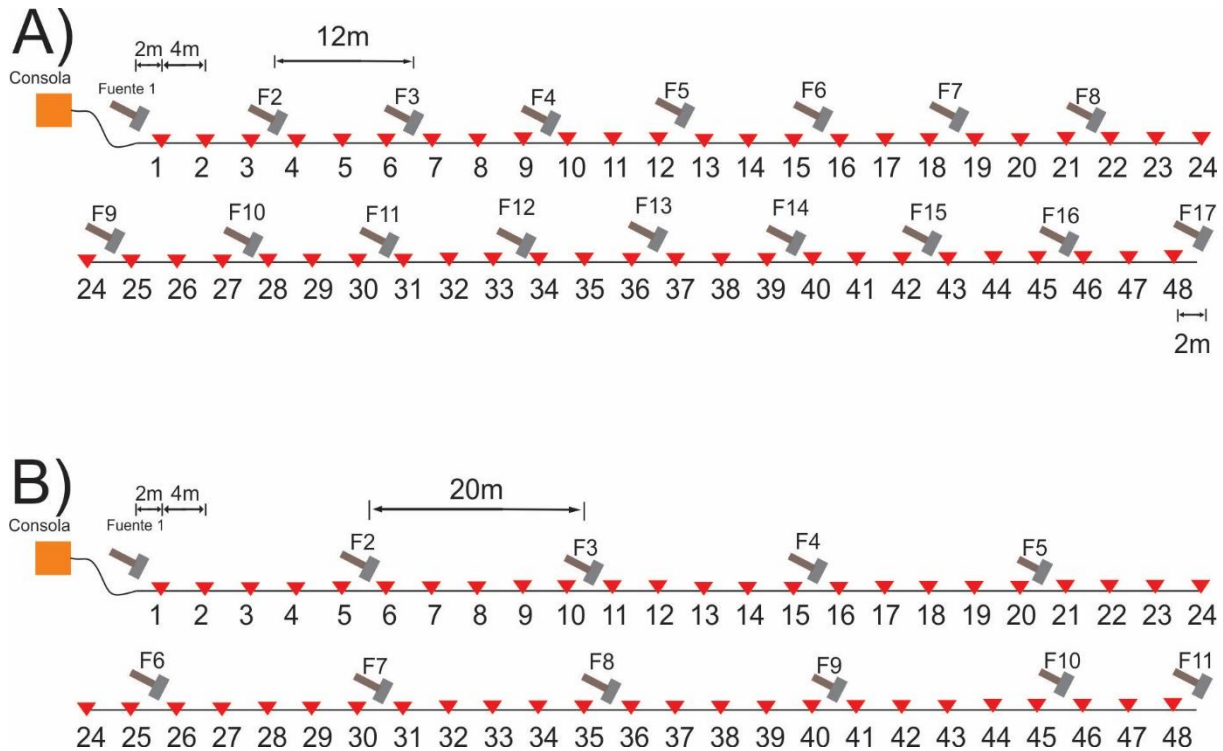


Figura 4. Modelos de adquisición diseñados. A) Modelo de adquisición empleado para las Líneas 1, 2 y 3. B) Modelo de adquisición empleado para la Línea 4.

### 4.3 Procesamiento

A partir de los resultados del procesamiento se obtienen los modelos de velocidad y espesor finales.

En principio, partimos de la selección de los 17 archivos correspondientes a los 17 disparos realizados en cada línea (11 disparos en el caso de la Línea 4). En cada uno de estos archivos, mostrados como un sismograma (que muestra en un eje el tiempo de arribo y en el otro distancia entre los geófonos y la fuente) y grabados en formato original SEG2 para posteriormente ser importados al software Reflex, podemos hacer la identificación y picado de los primeros arribos en las señales grabadas por cada uno de los 48 geófonos. El primer arribo contiene la señal de las ondas directas, y luego de alcanzar la distancia crítica, de las ondas refractadas (Figura 1). Luego

de marcar el primer arribo, se procede con el análisis de los tiempos de viaje de las ondas identificadas. Los tiempos de viaje se analizan en un gráfico tiempo vs. distancia, en los que se marcan líneas de tendencia de los datos identificados. El primer arribo como fue discutido anteriormente tiene una tendencia lineal, con variaciones de pendiente, que marcan el cambio de velocidades de la onda refractada y con cortes entre estas pendientes que definen la distancia crítica que separa la onda directa de la onda refractada, y las diferentes ondas refractadas si existe un modelo de más de dos capas en el subsuelo. De esta forma si el sismograma muestra una mayor cantidad de pendientes, indicaría una mayor cantidad de capas con velocidades contrastantes presentes en el subsuelo.

Como definimos en la ecuación 5, las pendientes de las tendencias que marca el primer arribo en la gráfica de tiempo vs. distancia  $x$  desde la fuente al geófono, corresponden al inverso de la velocidad promedio de cada capa que genera refracción crítica.

Un ejemplo del procesamiento de los datos se muestra en la Figura 6A que muestra los tiempos de arribo de los 17 disparos de la Línea 2. En la figura se muestran curvas de diferentes colores con pendientes a lado y lado de un punto en el que las curvas cortan el eje  $x$ , o eje de distancia. Los puntos en los que las curvas cortan el eje  $x$  son los puntos donde se ubicó la fuente que generó cada uno de los disparos adquiridos y las pendientes a lado y lado muestran el tiempo de arribo grabado en los geófonos a lado y lado de la fuente (Figura 5A). La línea roja y azul mostrada en la Figura 6 muestra los tiempos de arribo de los disparos más alejados de los geófonos, cuando la distancia  $x=-2$  y 192m. Estas curvas definen la adquisición en el punto inicial vs. punto final de la ristra denominadas disparo directo o “*Forward Shot*” (F en la Figura

6B) y disparo invertido o “Reverse Shot” (R) respectivamente. La comparación con los modelos teóricos de pendientes y los modelos directos obtenidos a partir de la hipótesis B (Figura 7B) se hacen a partir de la comparación de los modelos directos e invertidos y se muestran en las Figuras 6B y 6C. La definición de las curvas de tiempo vs. Distancia, y de sus pendientes en todos los disparos permite definir la geometría de la capa de refracción crítica detallada dándole mejor resolución al modelo.

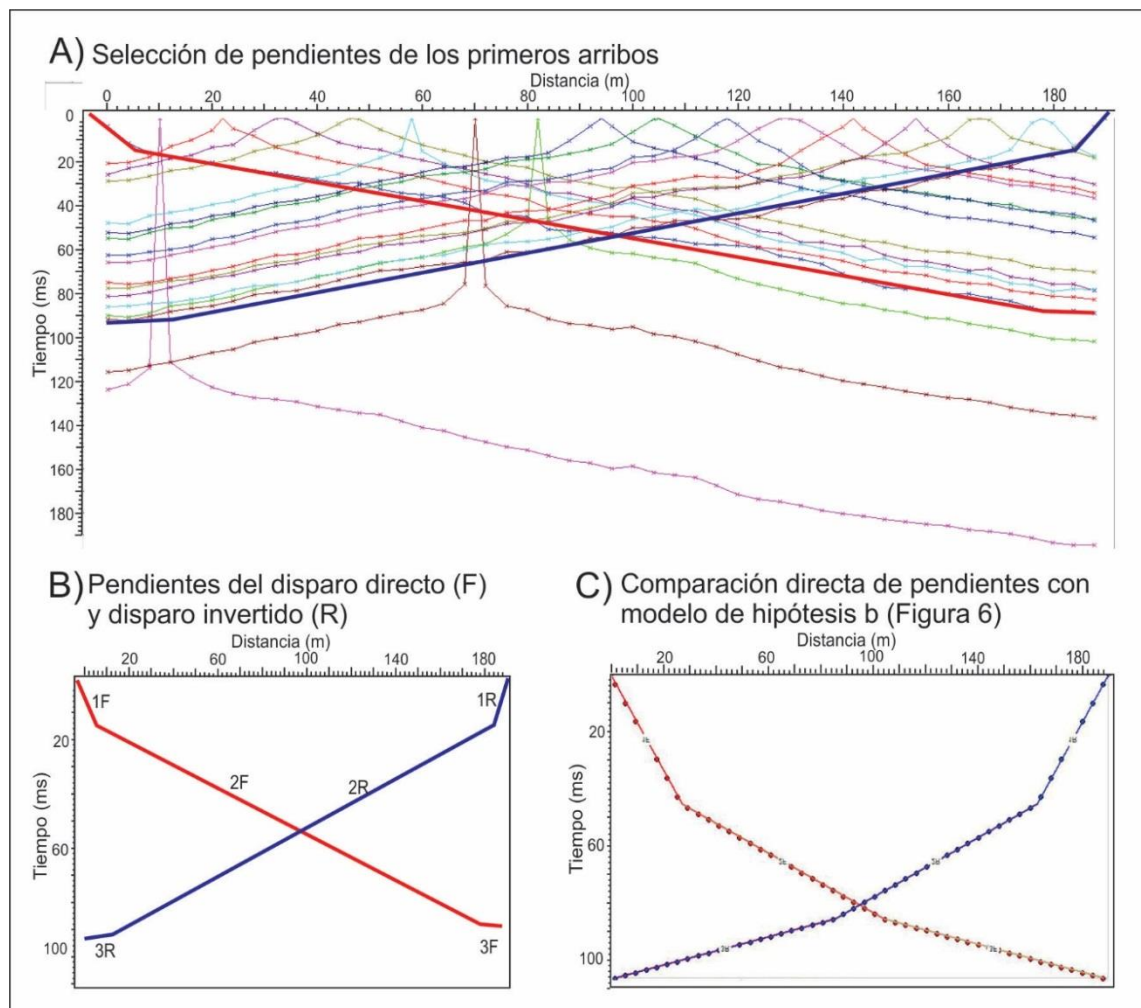


Figura 5. Procesamiento de los tiempos de viaje del primer arribo. **A)** Disposición de los tiempos de viaje del primer arribo de la Línea 2 con sus respectivos 17 disparos. **B)** Identificación de las pendientes presentes en el disparo directo e invertido. **C)** Comparación con el modelo directo obtenido a partir de la hipótesis B (Figura 7.B).

La parte final del procesamiento es la inversión sísmica de los datos procesados, que nos permite definir los espesores de las capas estudiadas (Ecuación 4). Para esto es necesario haber realizado los procedimientos anteriores ya que los datos de entrada para realizar la inversión son las selecciones de las pendientes en los tiempos de arribo que definen las velocidades de las capas identificadas. De esta forma generamos un modelo distancia – profundidad del comportamiento sísmico del subsuelo, obteniendo capas que representan velocidades sísmicas y por lo tanto propiedades físicas diferentes que serán relacionadas directamente con las características geológicas del subsuelo.

## 5. Resultados

### 5.1 Modelo Directo

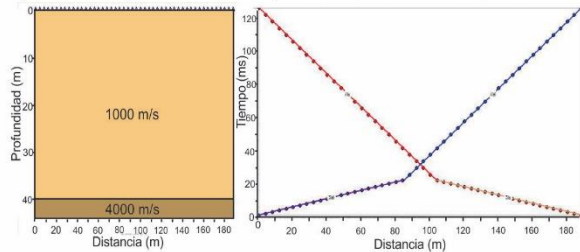
Según Barclay *et al.*, (2008), el modelado directo comienza con un modelo de las propiedades del subsuelo, luego simula matemáticamente un experimento o proceso físico (acústico en este caso) en el modelo del subsuelo, y finalmente provee como salida una respuesta modelada. Si el modelo y los supuestos son precisos, la respuesta modelada se asemeja a los datos reales.

Partiendo de las hipótesis propuestas y de las propiedades físicas de las unidades estratigráficas estudiadas se da paso a la realización de modelos directos que ayudan a comprender el resultado sísmico esperado a partir de velocidades, profundidades y buzamientos definidos para los casos hipotéticos planteados anteriormente (Figura 7).

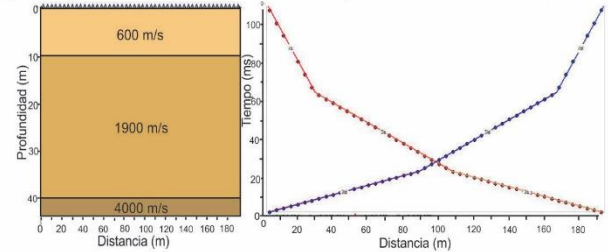
Los modelos directos fueron diseñados a partir de los modelos de hipótesis planteadas, las velocidades teóricas (Tabla 1) que representan las características geológicas de la zona (Figura 2 y 3). El resultado del modelado directo es el de la relación tiempo vs. Distancia de los primeros arribos del disparo directo (Rojo) y el disparo invertido (Azul). Los escenarios propuestos para la zona de Yaguará-Teruel se muestran en la Figura 7. Los modelos directos calculados muestran tres importantes datos: 1. Cuando las capas del subsuelo sean horizontales, las curvas de los tiempos de arribo del disparo directo y reverso son equivalentes pero invertidas, como si fueran reflejadas horizontalmente. El punto de cruce entre estas curvas es en el centro de las curvas, haciendo simétrico el registro a lado y lado del punto de corte. 2. La pendiente de la curva tiempo vs. Distancia cambia si la velocidad de las capas estudiadas cambia y 3. Cuando las capas

muestran buzamientos las curvas de tiempo vs. Distancia del rayo directo y del rayo invertido son asimétricas y su punto de corte central no es representativo.

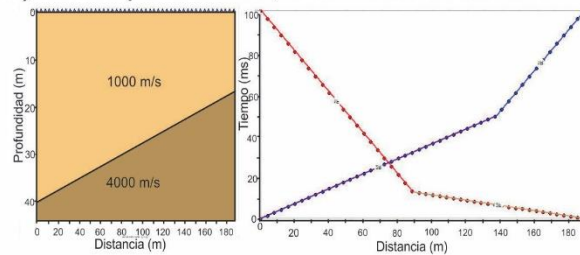
A) Sin capa freática, contacto horizontal



B) Capa freática presente, contacto horizontal



C) Sin capa freática, contacto buzante 7°



D) Capa freática presente, contacto buzante 7°

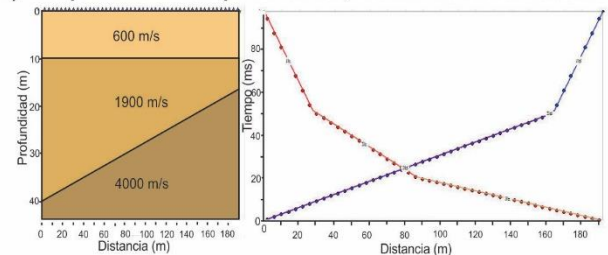


Figura 6. Modelos directos obtenidos a partir de valores de velocidad, profundidad y buzamiento aplicados a las hipótesis planteadas

## 5.2 Sismogramas Adquiridos

Los registros obtenidos constan de un diagrama tiempo-distancia en el cual se muestra el posicionamiento de cada receptor con respecto a la longitud del tendido sísmico en el eje horizontal, y el tiempo de viaje de las diferentes ondas en el eje vertical. En este diagrama está representada la presencia de cualquier perturbación detectada por los receptores (en este caso, geófonos de 10Hz) durante el intervalo de muestreo seleccionado para la adquisición (2000ms).

Posterior al control de calidad de los datos adquiridos en campo a partir del cual se seleccionaron los registros que se utilizarían en la etapa de procesamiento, es necesario

identificar el tipo y la totalidad de señales adquiridas en el sismograma para poder diferenciar la señal del ruido, registros innecesarios para el procesamiento que deben ser descartados.

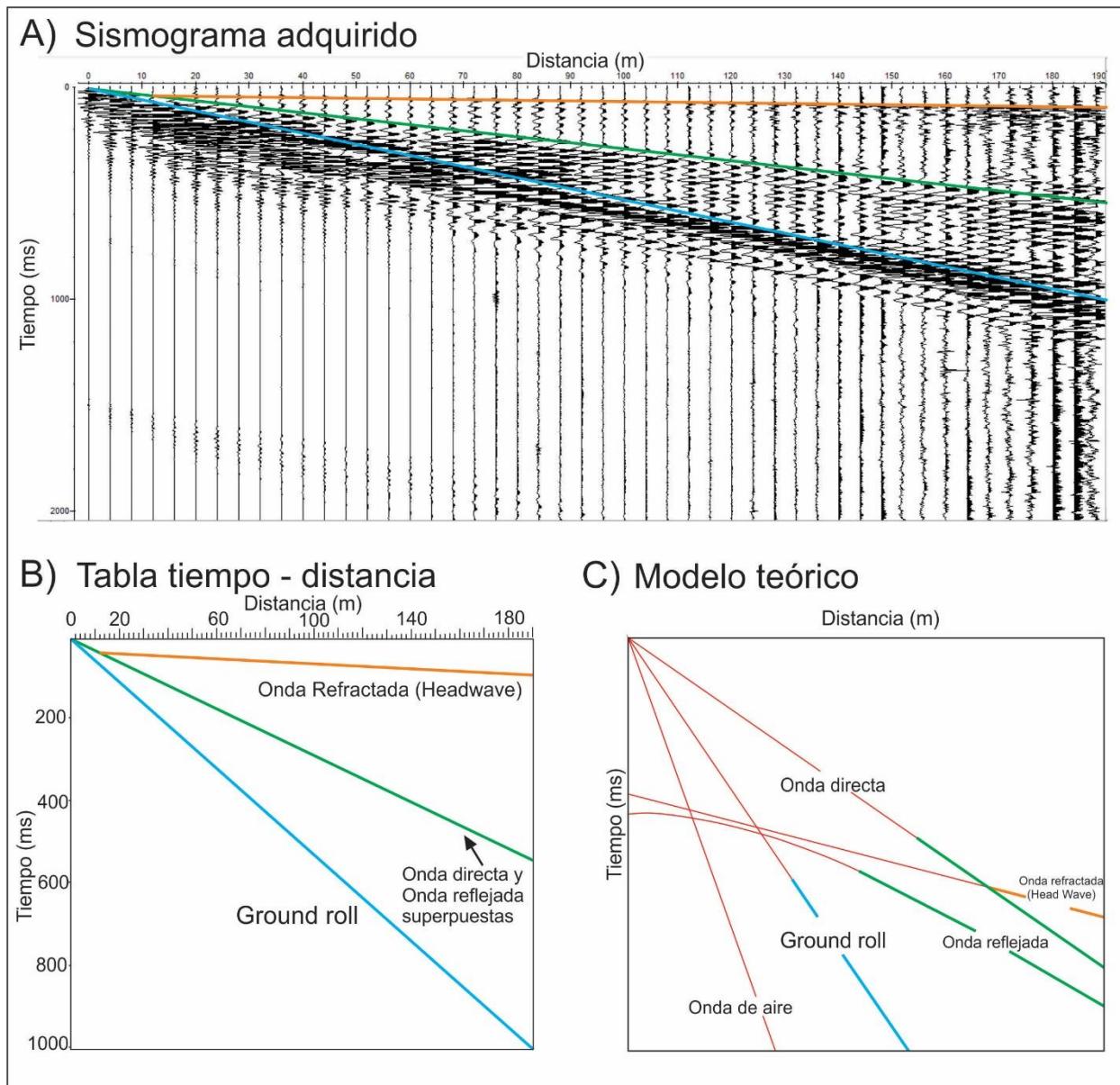


Figura 7. Sismograma adquirido y las señales observadas en este. B) Disposición y geometría de las señales identificadas en un diagrama Tiempo-Distancia. C) Modelo teóricos ideal con las señales a identificar y su geometría en diagrama Tiempo – Distancia, tomado y modificado de Burger. 2006.

La figura 8 muestra como ejemplo el disparo número 1 de la Línea 3. En el sismograma se identifican las señales asociadas a la onda refractada (contenida en el primer arribo en casi la

totalidad del sismograma), la onda directa la cual se encuentra superpuesta junto con la onda reflejada, y por último se identifica la señal del ground-roll (u onda superficial) cuya amplitud es la mayor, pero cuya velocidad es la menor en el experimento (Figura 8B).

El modelo teórico ideal de un experimento de refracción se muestra en la figura 8C. En este modelo teórico se han identificado los arribos de las ondas directa, refractada, de ground-roll y de aire. Los contrastes de velocidades de estas ondas, mostrados por la variación de pendientes graficadas, son producto de las trayectorias propias de cada una de las ondas (Figura 4A). A partir de esta comparación nos damos cuenta que la geometría y el posicionamiento de las señales obtenidas en este experimento coincide con las señales del modelo teórico con excepción de la onda de aire, cuyo arribo pudo no ser grabado en el experimento debido a su baja intensidad o a que nuestro tiempo de muestreo (2s) no fue suficiente para grabar el arribo de la onda de aire, debido a que esta viaja en un medio de velocidad significativamente más baja (Tabla 1). Los registros para las otras líneas se muestran en los apéndices B al N. Todo el procesamiento fue aplicado de igual manera para todos los datos adquiridos.

### 5.3 Secciones de velocidad

#### Línea 1

La Línea 1 fue adquirida en la parte norte de la zona de trabajo, sobre la Formación Teruel en el flanco este del Sinclinal de Iguá en la vía Teruel-Palermo en el inicio del desvío que conduce al Estadero Ginebra (Figura 2)

La adquisición de la Línea 1 fue desarrollada según el modelo planteado en la Figura 5A.

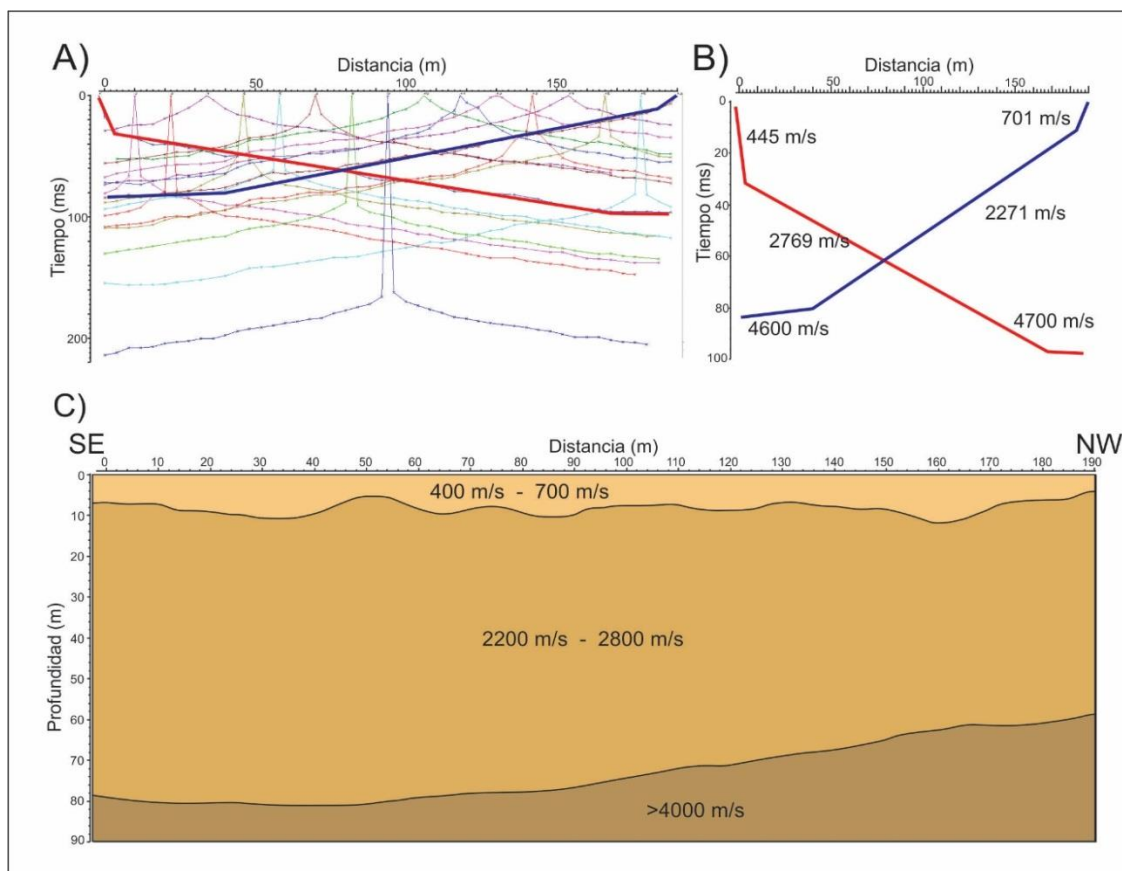


Figura 8. Resultados para la Línea 1 A) Tiempos de viaje de los primeros arribos para los datos de la Línea 1 B) Velocidades de las capas identificadas para la Línea 1 a partir de sus tiempos de viaje. C) Modelo Final de la Línea 1.

Para esta línea se obtuvieron tres pendientes (Figura 9A) que muestran la ocurrencia de tres capas principales con velocidades diferentes, la primera capa que es la parte más superficial tiene velocidades de 400m/s a 700m/s y va desde la superficie hasta aproximadamente unos 6m, esta capa tiene un contacto horizontal no lineal con la capa infrayacente.

La segunda capa tuvo como resultado velocidades de 2200m/s a 2800m/s y está dispuesta desde aproximadamente 6m de profundidad hasta unos 80m de profundidad máxima, esta capa muestra espesores variables, teniendo hacia la parte izquierda del modelo (SE) un espesor de alrededor de 73m y hacia la parte derecha del modelo (NW) un espesor de aproximadamente 50m, lo cual indica una inclinación leve, de aproximadamente  $0.08^\circ$ . Esta inclinación justifica que las pendientes de los tiempos de arribo (Figura 9B) no sean completamente simétricas, y que el punto de cruce entre las pendientes del disparo directo y el disparo invertido se encuentre descentrado.

Por último se obtuvo una capa con velocidades de 4000m/s y superiores, estas velocidades son significativamente mayores a las anteriores, esta capa está dispuesta en un contacto inclinado de aproximadamente  $0.08^\circ$  y se encuentra desde los 80m de profundidad, esta es la última capa que se puede detectar con los datos registrados.

**Línea 2**

La Línea 2 fue adquirida en la parte norte de la zona de trabajo, sobre la Formación Baché en el núcleo, cerca al eje principal del Sinclinal de Iguá en la vía Teruel-Palermo sobre el desvío que conduce al Estadero Ginebra y más adelante del mismo. (Figura 2)

La adquisición de la Línea 2 fue desarrollada según el modelo planteado en la Figura 5A.

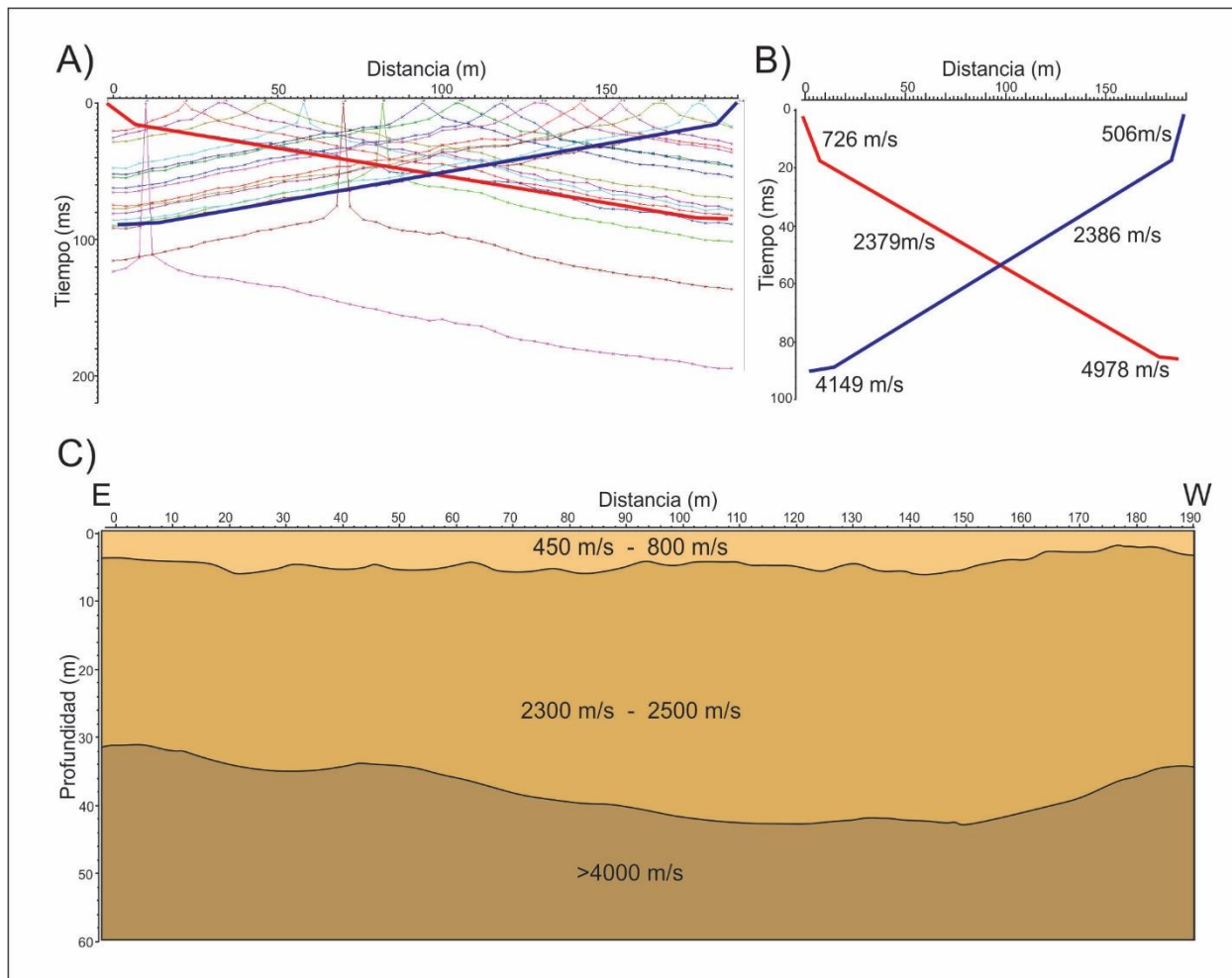


Figura 9. Resultados para la Línea 2 A) Tiempos de viaje de los primeros arribos para los datos de la Línea 2 B) Velocidades de las capas identificadas para la Línea 2 a partir de sus tiempos de viaje. C) Modelo Final de la Línea 2.

En esta línea se identificaron tres pendientes (Figura 10A) acordes a un modelo de 3 capas horizontales, ya que si se realiza el análisis de las pendientes en la Figura 10B estas son muy similares entre sí y el punto de cruce entre estas se encuentra centrado lo cual marca la ausencia de inclinación.

En este modelo de 3 capas se observa contactos horizontales no lineales los cuales se encuentran aproximadamente a 5m y a 35m siendo estos los límites de las capas presentes las cuales no tienen variaciones de espesores significativos a pesar de que los contactos no sean completamente lineales y uniformes.

En estas capas se evidencian velocidades que van aumentando en profundidad, siendo estas 450 a 800m/s para la primera capa, 2300 a 2500m/s para la segunda capa y velocidades mayores a 4000m/s para la tercera capa.

Este es el modelo con los menores espesores de capas en comparación con las demás líneas.

### **Línea 3**

La Línea 3 fue adquirida en la parte sur oeste de la zona de trabajo, sobre la Formación Tesalia al oeste de la Falla Yaguará en la vía Yaguará-Teruel. (Figura 2).

Esta adquisición se desarrolló en las cercanías del pozo LA MANGUITA 1, clausurado y abandonado en Julio de 1990 (Apéndice K) del cual, gracias al personal del ICP se obtuvo información de vital importancia para llevar a cabo la interpretación geológica del subsuelo y la

discusión. (Dentro del informe final del pozo La Manguita-1 se describe una secuencia monótona de conglomerados compuestos por chert y areniscas que llegan a una profundidad de 36m, supra yacentes a niveles de material más fino, una capa de arcillolitas de 76m, que a su vez suprayacen a una capa de conglomerados. Es así como se definieron tres intervalos de acuerdo con el tipo de roca presente: el primero de 0 a 36.5 metros, correspondiente a conglomerados; el segundo de 36,5 a 112,7 metros con arcillolitas y material más fino; y el tercero desde 112,7 a 146,3 metros con conglomerados.

La adquisición de la Línea 3 fue desarrollada según el modelo planteado en la Figura 5A.

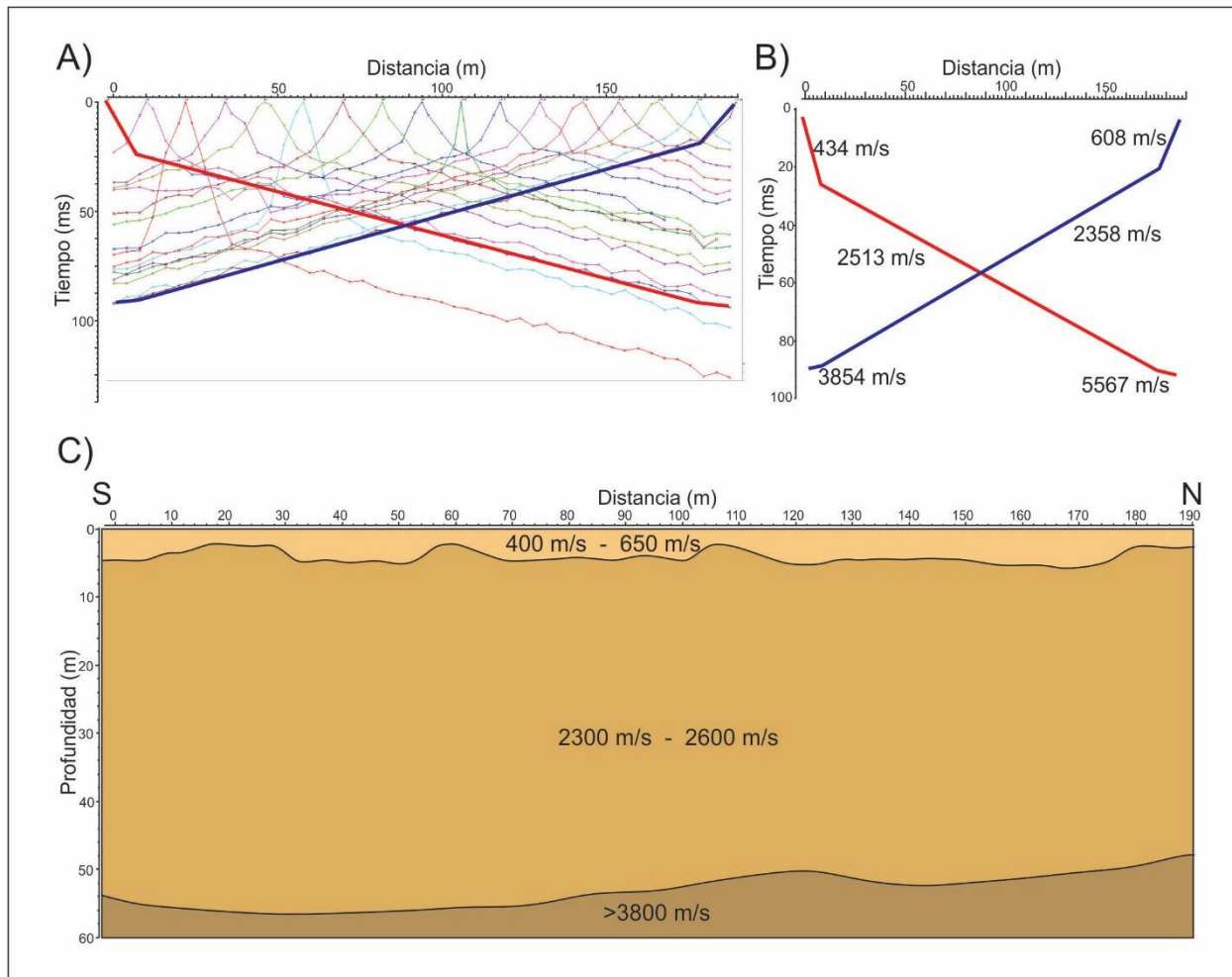


Figura 10. Resultados para la Línea 3 A) Tiempos de viaje de los primeros arribos para los datos de la Línea 3 B) Velocidades de las capas identificadas para la Línea 3 a partir de sus tiempos de viaje. C) Modelo Final de la Línea 3.

En los resultados de esta línea podemos observar que las pendientes de los tiempos de arribo son bastante similares y simétricas, teniendo un punto de cruce entre ellas bastante centrado, lo cual representaría un modelo de tres capas horizontales, con tres velocidades diferentes que definen 3 pendientes en la gráfica de tiempo vs. distancia (Figura 11 A, B y C).

Estas capas tienen disposiciones horizontales y espesores con poca variación a lo largo de los 190m del tendido. La primera capa va desde la superficie hasta aproximadamente unos 5m de

profundidad y tiene un contacto horizontal no uniforme, esta capa presenta velocidades de 400 a 650m/s. La segunda capa tiene un espesor y velocidades significativamente mayores a los de la primera capa, siendo estos 50m de espesor y velocidades de 2300 a 2600m/s.

Por último se obtiene la capa con mayor velocidad de la cual solamente podemos identificar el límite superior el cual es un contacto horizontal no uniforme a aproximadamente a 55m de profundidad, esta capa presenta velocidades de 4000m/s o mayores y es la última capa que se puede detectar con los datos registrados.

#### **Línea 4**

La Línea 4 fue adquirida en la parte sur oeste de la zona de trabajo, sobre la Formación Palermo al oeste de la Falla Yaguará en la vía Yaguará-Teruel. (Figura 2)

La adquisición de la Línea 4 fue desarrollada según el modelo planteado en la Figura 5B.

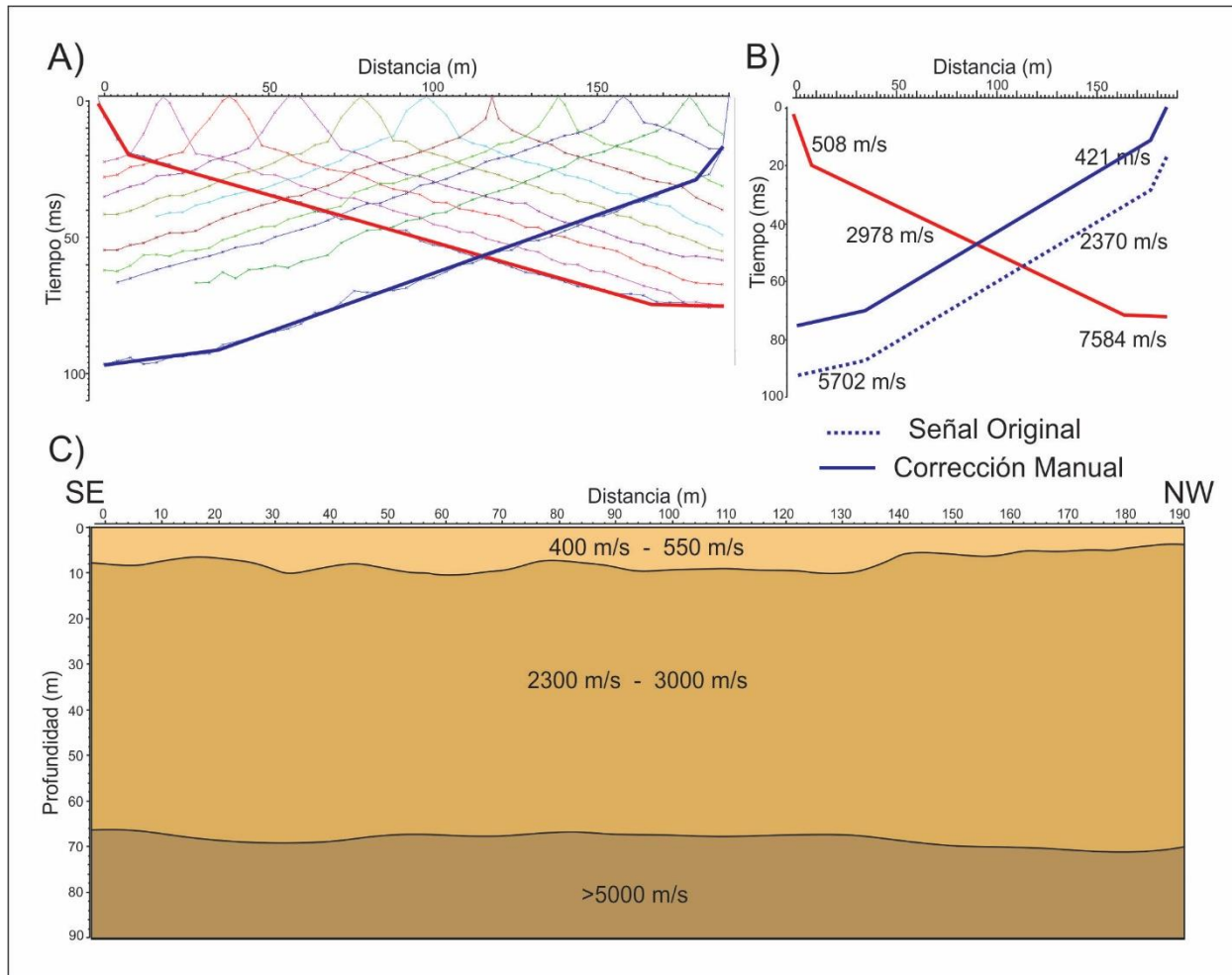


Figura 11. Resultados para la Línea 4 A) Tiempos de viaje de los primeros arribos para los datos de la Línea 4 B) Velocidades de las capas identificadas para la Línea 4 a partir de sus tiempos de viaje. C) Modelo Final de la Línea 4.

Los resultados de esta línea muestran segmentos lineales con 3 pendientes las cuales representan 3 capas, estos segmentos lineales son muy uniformes entre sí, sin embargo originalmente el punto de cruce no se encuentra centrado, ya que el dato del disparo invertido (marcado con una línea azul punteada en la Figura 12A y 12B) se encuentra desplazado en tiempo. A partir del análisis del sismograma, y los datos de adquisición se determina que al momento de tomar el dato en campo, el disparo que marca el tiempo 0 de medición se activó prematuramente. Es por esto que en la Figura 12B (línea azul continua) se realiza una corrección

manual a la figura para mejorar la relación con el modelo final que facilite la comparación con los otros resultados.

La primera capa está dispuesta desde la superficie hasta aproximadamente 7m de profundidad y posee velocidades de 400 a 550m/s, esta capa tiene un límite inferior horizontal no uniforme con la capa infrayacente. La segunda capa está dispuesta de forma horizontal medianamente uniforme con espesores 59m y velocidades de 2300 a 3000m/s.

Para la última capa se evidencia un límite superior horizontal medianamente uniforme y velocidades mayores a los 5000m/s, esta es la última capa detectada con los datos registrados

Esta línea 4 al poseer una cantidad menor de disparos con respecto a las demás (11 disparos) tiene una resolución menor de la geometría de los contactos de las capas, por lo que los límites entre ellas lucen más uniformes a comparación con los de las otras líneas.

## **6. Discusión**

### **6.1 Definición de secciones de velocidad**

Según los modelos de velocidad obtenidos se identificaron 3 capas de velocidades diferentes que sugieren variación de sus propiedades físicas y por ende propiedades geológicas. Las variaciones sugeridas por los contrastes de velocidades (Tabla 1), y la escala de los espesores definidos de las capas pueden relacionarse con cambios como el grado de meteorización, saturación de fluidos, topografía circundante, y litología. Según esto se definen las 3 capas obtenidas en las líneas de la siguiente forma:

#### **Zona vadosa**

Esta es la capa más superficial, la cual se caracteriza por tener el grado de meteorización más alto, observado en la baja velocidad que presenta esta capa, la cual no sobrepasa los 800 m/s. La capa vadosa es la zona meteorizada más superficial, presenta alta porosidad y bajo grado de compactación de los materiales, ausencia de saturación de agua total de poros, debido a que el nivel freático se encuentra por debajo de esta capa siendo este nivel el límite inferior de la zona vadosa. La zona vadosa tiene espesores aproximados de 7m los cuales van desde la superficie topográfica hasta el nivel freático.

#### **Zona Freática**

La zona infrayacente a la zona vadosa es la zona freática, la cual está caracterizada por poseer una saturación de agua total de poros ya que se encuentra inmediatamente debajo del nivel freático, esta zona presenta un nivel de compactación significativamente mayor que la zona vadosa, esto y la saturación de agua hace que esta zona presente velocidades que varían desde los

2300 m/s hasta los 3000 m/s. Según los datos obtenidos, la zona freática tiene espesores que varían de 25 a 65m, tiene como límite superior el nivel freático y como límite inferior el contacto directo con la roca fresca el cual marca la base de la zona de meteorización o estrato somero.

### Roca Fresca

Por último se encuentra la zona que muestra características típicas de la roca fresca la cual posee un grado de meteorización casi nulo y porosidades mucho menores, lo cual se ve reflejado en una velocidad sísmica significativamente mayor a las de las capas anteriores sobrepasando los 3800m/s. Esta capa tiene como límite superior el contacto con la zona de meteorización o estrato somero y el límite inferior no es detectado con el método utilizado debido a que sobrepasa las profundidades estudiadas (Figura 12).

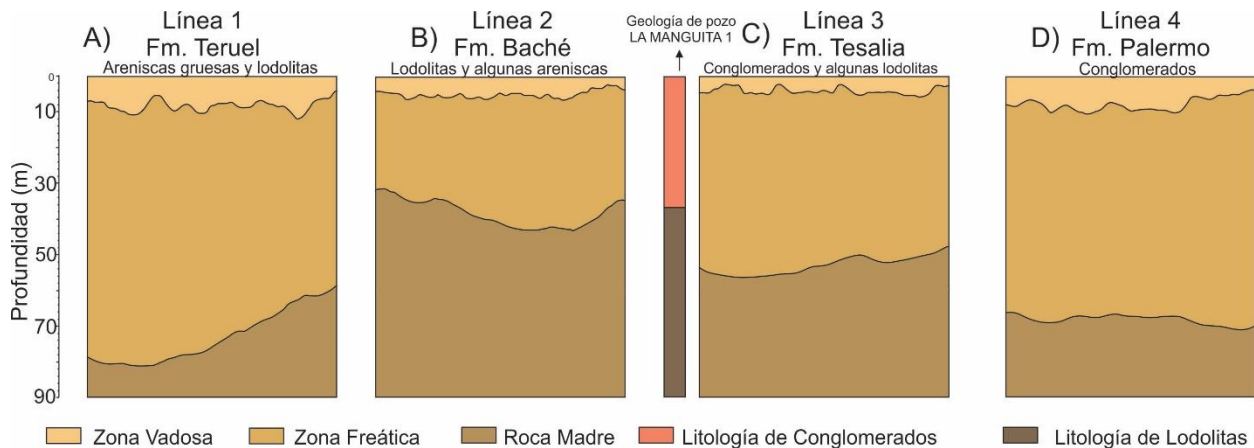


Figura 12. Recopilación de los resultados obtenidos a partir de las líneas sísmicas trabajadas. A) Línea 1. B) Línea 2. C) Línea 3 y geología del pozo LA MANGUITA 1 cercano a la línea sísmica. D) Línea 4.

## 6.2 Análisis geológico de las secciones

Según esta información, es posible realizar análisis individuales a las líneas sísmicas teniendo en cuenta factores litológicos, topográficos, hídricos y cualquier otro que pudiese haber afectado el resultado obtenido.

### Línea 1

La adquisición sísmica para esta línea se realizó sobre la Formación Teruel, la cual se caracteriza por presentar litologías que varían entre areniscas de grano grueso y lodolitas, los resultados se exponen en la Figura 9.

Esta línea se encuentra en una cercanía aproximada de 400m de una serie de drenajes (Figura 2, depósitos Cuaternarios) lo cual explica la presencia de un nivel freático bastante superficial en la zona de muestreo (7 m), debido a que el lugar de adquisición se encontraba en una topografía no superior a 10m de la superficie de agua. La capa que se encuentra por debajo de este nivel correlaciona con una capa con alta saturación de agua y es por esto que se le atribuyó el nombre de “zona freática”.

Comparando las velocidades sísmicas de las primeras capas de las líneas adquiridas y teniendo en cuenta que estas líneas se encuentran en un área que no representa variaciones climáticas significativas, se observa que la superficie de refracción a los 7m de profundidad es común a todas las líneas, por lo que se define un nivel freático promedio presente en la zona a esta profundidad y se identifica la segunda capa encontrada en los modelos como la “Zona Freática”.

La superficie de refracción correspondiente al límite entre la zona freática y la roca madre se encuentra en la línea 1 con una inclinación leve y constante de  $0.08^\circ$  que evidencia una posible diferenciación lateral, posiblemente generada por el buzamiento de  $41^\circ$  al Oeste de la unidad muestreada, que se encuentra ubicada en uno de los flancos del sinclinal de Iguá. Este buzamiento no se evidencia directamente en la sección de velocidades ya que esta muestra un perfil de meteorización, pero afecta la disposición de la capa somera debido a que el nivel litológico afectado por el perfil de meteorización no es el mismo a un lado y al otro de la línea ya que existe un buzamiento en la zona.

Para esta línea sísmica, el estrato somero (zona vadosa + zona freática) tiene un espesor promedio de 70m y velocidades de 2200 a 2800m/s en la zona freática y 400 a 700m/s para la zona vadosa (Figura 9).

## **Línea 2**

La adquisición para esta línea se realizó sobre la formación Baché la cual se compone principalmente de lodolitas, material significativamente más fino que las unidades infra y suprayacente (Conglomerados de las Fm Palermo y Tesalia), lo cual se ve evidenciado en la topografía de la zona, siendo la Formación Baché un representativo de regiones topográficas planas y relieves suaves los cuales contrastan con las unidades estratigráficamente circundantes. El modelo de velocidades para la Línea 2 es expuesto en la Figura 10.

Geológicamente existe un dato de buzamiento para la zona de 12° en dirección perpendicular al trazado de la línea sísmica, lo cual certifica una homogeneidad composicional y de buzamiento muestreado, evidenciado en una disposición horizontal de las capas de velocidades obtenidas.

El modelo de velocidades obtenido para esta línea posee una particularidad ya que el rango de velocidades para la zona vadosa es relativamente mayor a las de las demás líneas sísmicas. Posiblemente, la variación de velocidades refleja el efecto de una fuerte precipitación de una duración aproximada de una hora durante la adquisición. Es posible que el nivel de saturación superficial aumentara (evidenciado en abundancia de charcos y canaletas naturales transportando agua y residuos), aumentando así también la saturación de agua del subsuelo somero, y a su vez la velocidad sísmica de esta capa con respecto a la velocidad de un subsuelo seco.

Esta línea a pesar de haber sido adquirida sobre litologías y topografías contrastantes con las demás, evidenció un rango de velocidades y espesores del estrato somero muy similar al de las otras líneas. Es así como se definieron los 3 segmentos ya expuestos anteriormente (Zona Vadosa, Zona Freática y Roca Fresca) pero con la notable diferencia de que el estrato somero, el cual está compuesto por la zona vadosa y la zona freática tiene un espesor significativamente menor en comparación con las otras líneas sísmicas, siendo este menor de 40m medido desde la superficie. La causalidad de este fenómeno no es atribuible a la composición geológica del subsuelo debido a que en al comparar los resultados de esta línea con los de la Línea 1, se observa un aumento del espesor del estrato somero (hasta 70 m de espesor) en la línea 1, cuyas litologías pertenecientes a la Formación Teruel son predominantemente lodolitas y materiales finos con algunas intercalaciones de areniscas.. Es por esto que se descarta la posibilidad de que

la causa del delgado estrato somero en este caso (Línea 2) sea atribuible a las características geológicas.

En cambio, se sugiere que la topografía de la zona sí es contrastante con la topografía donde afloran las unidades aledañas que son las Formaciones Palermo y Tesalia, las cuales poseen litologías conglomeráticas que desarrollan un relieve más abrupto (Ver Figura 2 para el mapa geológico y Figura 3 para observar el contraste litológico). Siendo la topografía para la Formación Baché suave, y desarrollada entre dos unidades cuya topografía es abrupta y escarpada, se ubica en un valle amplio en el núcleo de un sinclinal. La posición más baja de relieve del punto de muestreo de la línea 2 se sugiere como la principal causa de la variación para los espesores del estrato somero, idea que se expondrá en detalle en la siguiente sección.

### **Línea 3**

La adquisición realizada para la línea 3 se llevó a cabo sobre la formación Tesalia, compuesta principalmente por conglomerados y materiales de granulometría gruesa, los resultados para esta línea se exponen en la Figura 11.

En esta línea se tiene la particularidad de que a proximidades no mayores a 50m hacia el Este, se encuentra el pozo LA MANGUITA 1 clausurado y abandonado en Julio de 1990 del cual gracias al personal del ICP obtuvimos la descripción de la geología de pozo en profundidad. En el pozo perforado se describen 36m de conglomerados, suprayaciendo 40 m de lodolitas y –más profundo de 76m, nuevamente conglomerados. Esta descripción, que corresponde con la

geología de la Formación Tesalia, se expone en la Figura 13C en la cual se compara directamente la geología del pozo con el modelo de velocidades obtenido.

Salta a la vista que el contraste litológico presentado en el pozo no se ve reflejado en las capas de velocidades obtenidas en el experimento de refracción ya que, teniendo en cuenta el buzamiento hacia el oeste de las unidades en la zona y proyectando el pozo hacia el oeste en dirección a la sección adquirida y (Figura 2), en el punto de adquisición el contraste litológico debería estar a una profundidad menor que 36m. En vez, la variación de velocidades ocurre a los 5m y 55m lo que nos permite concluir que en este caso y para la zona de meteorización o estrato somero, un contraste litológico no necesariamente se evidencia en un contraste de velocidades, debido a que la meteorización y alteración del material es pervasiva, y factores como la porosidad, la saturación de agua y la baja compactación van a ser más determinantes que la composición litológica.

Para esta sección, el estrato somero compuesto por la Zona Vadosa y la Zona Freática tiene un espesor medio de 53m desde la superficie topográfica.

#### **Línea 4**

La adquisición para la Línea 4 fue realizada sobre la formación Palermo la cual está compuesta por bancos gruesos de conglomerados, los resultados para esta línea se exponen en la Figura 12.

En el modelo de velocidades obtenido para la línea 4 se observa la misma subdivisión del estrato somero en Zona Vadosa y Zona Freática sugerido en las líneas anteriores, y de la misma manera también se presentan velocidades muy similares para cada una de estas capas.

Debido a la menor densidad de datos registrados para esta línea, en la cual se adquirieron únicamente 11 puntos de disparo, 6 menos que las líneas anteriores, se evidencian en el modelo de velocidades superficies y contactos más homogéneos y menos detallados morfológicamente. Comparando el costo-beneficio de tener los numerosos disparos en la línea de estudio, se observa que los datos registrados a los extremos de la línea sísmica son los más representativos y deberían ser los indispensables en toda adquisición, ya que estos son los que van a proporcionar información de las capas más profundas, además de ser estos el disparo directo y disparo invertido que se utilizan al comparar los resultados con las hipótesis planteadas.

El estrato somero obtenido para esta línea tiene un espesor aproximado de 67m medidos desde la superficie.

### **6.3 Relaciones generales de las secciones**

En su totalidad, las cuatro líneas trabajadas son muy similares entre sí. Muestran capas de velocidades atribuidas a la Zona Vadosa, Zona freática y Roca Fresca con velocidades sísmicas muy similares, a pesar de que las líneas sísmicas estén distanciadas hasta más de 10km entre sí, y representen mediciones de diferentes litologías y edades de rocas.

La única diferencia observada es el caso de la línea 2 la cual tiene un espesor 30m menor del estrato somero.

#### **6.4 Relación geología-velocidad**

Las velocidades sísmicas obtenidas son relativamente mayores a las velocidades teóricas que suelen presentarse en la literatura (Tabla 1). Se arguye que la velocidad sísmica es mayor ya en este caso ya que en el experimento se miden las propiedades de unidades del Paleoceno. Faust (1951) en Press (1966) sugiere que la velocidad de propagación de ondas es proporcional a la edad geológica, ya que las unidades más viejas, están más compactadas y su velocidad sísmica es más alta. También, hay que destacar que en las unidades trabajadas tienen alto contenido de hierro evidenciado en los colores rojizos que toman, y alta presencia de chert, materiales que pueden cementar la roca reduciendo la porosidad y afectando los coeficientes elásticos y de compresibilidad de la misma y por ende sus velocidades sísmicas se ven afectadas.

#### **6.5 Espesor del Estrato Somero**

En el estudio actual la única diferencia significativa observada en la definición del estrato somero fue el menor espesor de estas capas para la Línea 2, cuyo valor fue de 35m mientras el espesor promedio del estrato somero de las otras líneas es de 65m. Las peculiaridades del sitio de muestreo de la línea 2 con respecto a los otros sitios de muestreo del proyecto son la topografía y la litología, factores que evaluamos para entender la variación del estrato somero.

Según St. Clair *et al.* (2015) la topografía y los esfuerzos que sus variaciones generan, es uno de los principales factores en la meteorización de la roca fresca y por ende en las propiedades del estrato somero que esta meteorización genera. La tesis de los autores sugiere que la topografía

produce una serie de esfuerzos compresionales que comprime el material allí presente, cerrando algunas fracturas, y por lo tanto disminuyendo la porosidad secundaria y la posibilidad de infiltración de fluidos en la roca. Al disminuir la porosidad y al cerrar las fracturas, las velocidades sísmicas aumentan. En una escala geológica, esta compresión y cierre de fracturas disminuye significativamente la infiltración de fluidos superficiales los cuales son los causantes de la meteorización. Por ende disminuiría el espesor del mismo haciendo que el contacto con la roca fresca se encuentre más cercano a la superficie. Este fenómeno se genera en zonas con alto contraste topográfico, siendo los valles donde predomina el efecto, por lo que el estrato somero del valle va a ser más delgado que el de la zona montañosa aledaña. Además del espesor del estrato somero, la posición topográfica del área estudiada definirá los esfuerzos compresivos activos en la zona y el potencial de falla del material presente.

Siendo la línea 2 una línea adquirida en una región que se asemeja a un valle debido a la facilidad de erosión de los materiales finos de la Formación Baché con respecto a las Fm Tesalia y Palermo, esto se asemejaría al caso planteado por St. Clair (2015) donde la topografía circundante genera esfuerzos que terminan por reducir el espesor del estrato somero de la línea 2 como se evidencia en la Figura 13.

## 7. Conclusiones

La fuente utilizada en la adquisición (pistón de 40kg) es suficiente para aportar una buena señal para una adquisición de 190m de longitud e incluso la señal generada por esta puede llegar a superar los 300m en caso de realizar adquisiciones de mayor longitud. (Apéndice R)

El estrato somero de la zona de estudio presenta una subdivisión en una Zona Vadosa y una Zona Freática, las cuales tienen diferentes propiedades y características lo cual se ve reflejado en sus velocidades sísmicas.

El buzamiento de las capas en superficie no afecta necesariamente la disposición de las capas del estrato somero que muestra una disposición horizontal, pero es posible que un alto buzamiento genere una inclinación muy leve en el contacto del estrato somero con la roca fresca.

En el estrato somero los cambios litológicos no necesariamente se evidencian en contrastes de velocidades debido a que el grado de meteorización es bastante alto y otras características como el grado de compactación y la saturación de fluidos van a marcar diferencias de velocidades más claras.

La topografía y sus implicaciones debe ser tomada en cuenta como un factor esencial al momento de hablar del espesor del estrato somero y su límite con la roca fresca.

## 8. Recomendaciones

En el proceso de adquisición de datos, es importante tener más enfoque en los disparos generados a los extremos de la línea sísmica ya que estos son los que van a proporcionar información de las capas más profundas.

Una buena densidad de datos, es decir, una línea de adquisición con bastantes puntos de disparo garantiza una mejor calidad de resultados en los modelos finales.

En lo posible evitar el desplazamiento en tiempo de los datos debido a la activación prematura del trigger para tener una mayor facilidad y disminuir los errores que se puedan cometer en la fase de procesamiento.

Es común que a la hora de procesar los datos, realizar el picado de los primeros arribos o la selección de pendientes sea bastante confuso debido al posible ruido registrado, en caso de que un primer arribo o una pendiente sea muy diferente a los datos de los receptores cercanos, es conveniente eliminarlo para que este no pueda perjudicar la calidad de los resultados.

Se recomienda realizar una adquisición en una zona con un contacto buzante presente e importante para analizar los resultados y comprender más a fondo el funcionamiento del equipo y los resultados que este arroja.

Se recomienda continuar con los experimentos de definición del espesor y propiedades del estrato somero en diferentes altitudes topográficas para confirmar la hipótesis planteada por St.Clair *et al.*, 2015.

**Referencias Bibliográficas**

- ANH., (2007). *Sedimentary Basins of Colombia*. Bogotá-Colombia: ANH and B&M Exploration Ltda.
- ANH., (2011). Upper Magdalena Basin Volumen 14. Medellín: Fondo editorial Universidad EAFIT.
- ANH., (3 de Marzo de 2016). *Agencia Nacional de Hidrocarburos*. Estadísticas e Información de Reservas-Histórico de Reservas, analizado para el departamento del Huila. <http://www.anh.gov.co/Operaciones-Regalias-y-Participaciones/Paginas/Sistema-Integrado-de-Reservas.aspx>
- Barclay F., Brunn A., Bolding K., Camara J., Cooke A., Cook, D., Salter, D., Godfrey R., Lowden D., Mchugo, S., Gonzáles, F., 2008. Inversión Sísmica: lectura entre líneas. *Oilfield Review*, p. 44-66.
- Blanco, M. A., De Freitas, M. G. (2003). Geología Estructural de la Zona de Yaguará-Palermo, Piedemonte de la Cordillera Central con Valle Superior del Magdalena, Colombia. VIII Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Burger, H., Sheehan, A., Jones, C. (2006) Introduction to Applied Geophysics, exploring the shallow subsurface 1-148
- Cortés, M.; Angelier J.; Colleta B.; (2005); Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*. V 24.
- Fumal, T. (1978). Correlations between seismic wave velocities and physical properties of near-surface geologic materials in the southern San Francisco Bay región, California.

Open-File Report 78-1067, National Center for Earthquake Research, Department of the interior geological survey, United States.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., (1974), Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics*, 39, 770-780.

INGEOMINAS., (2003). Memoria explicativa Plancha 323 Neiva.

Jimenez, G., (2008). ANALISIS DE LA DEFORMACION Y MODELO ESTRUCTURAL BASADO EN DATOS PALEOMAGNETICOS Y CINEMATICOS EN EL SECTOR SUR. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.

Ospina, D., (2011) Modelo de estrato somero para el campo Tenerife a partir de la integración de datos de refracción sísmica e información geológica, Tesis de grado, Facultad de ingenierías fisicoquímicas, Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander.

Press, F. (1966) Handbook of Physical Constants Revised Edition. The Geological Society of America Memoir 97, 1966 202-203

Ramón, J.C., Rosero, A. (2006). Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Uper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 21 (2006).

Rueda, D., Agudelo W., Ojeda, G. (2009) Reduciendo el Efecto del Estrato Somero en Datos Sísmicos de Reflexión: Un Ejemplo de la Cuenca del Catatumbo. Instituto Colombiano del Petróleo (ICP-ECOPETROL).

St. Clair, j., Moon, S., Holbrook, W., Perron, J., Riebe, C., Martel, S., Carr, B., Harman, C., Singha, K., deB. Richter, D. (2015) Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science AAAS* 350 (30 October 2015) 534-538.

- Ughi, A. (2011) Estudio de refracción sísmica para la caracterización geotécnica del subsuelo somero en una zona del valle de Monay, Edo. Trujillo, Venezuela. Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela.
- Van Melle, F., Weatherburn, K. (1953). Ghost reflections caused by energy initially reflected above the level of the shot: *Geophysics*, 18, 793-804.
- Vargas, C., (2011). Potencial de hidrocarburos en Colombia. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Vargas, R., Palencia, L., Chavarro, M. (2013). Correlación petrofísica en superficie con subsuelo de formaciones productoras subcuenca de Neiva. *Revista Ingeniería y Región* 2013(10):89-98.
- Velandia, F., Núñez A., G. (2001) Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1:300.000, memoria explicativa
- West, A., (2012). Thickness of the chemical weathering zone and implications for erosional and climatic drivers of weathering and for carbon-cycle feedbacks., Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, California, USA.