

DETERMINACIÓN DEL ESPESOR DEL SUELO INCONSOLIDADO EN EL
ABANICO ALUVIAL EN MOGOTES SANTANDER UTILIZANDO SÍSMICA DE
REFRACCIÓN

JOHANA KATERINE SÁNCHEZ PINTO

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE FÍSICA
MAESTRÍA EN GEOFÍSICA
BUCARAMANGA
2020

DETERMINACIÓN DEL ESPESOR DEL SUELO INCONSOLIDADO EN EL
ABANICO ALUVIAL EN MOGOTES SANTANDER UTILIZANDO SÍSMICA DE
REFRACCIÓN

JOHANA KATERINE SÁNCHEZ PINTO

Trabajo de Grado para optar al título de
Magíster en Geofísica

Director

JOSÉ DAVID SANABRIA GÓMEZ

Físico. PhD.

Codirector

ROCIO BERNAL OLAYA

Geóloga. PhD

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE CIENCIAS

ESCUELA DE FÍSICA

MAESTRÍA EN GEOFÍSICA

BUCARAMANGA

2020

*Dedico este trabajo a Dios, y a todas las personas que hicieron parte de este
proceso de aprendizaje.*

AGRADECIMIENTOS

A mi director José David Sanabria y a mi codirectora la profe Rocio Bernal, gracias por el apoyo incondicional, por la enseñanza y el desarrollo constante de conocimiento desde que inicié mi posgrado.

CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN	17
1. OBJETIVOS	20
1.1. OBJETIVO GENERAL	20
1.1.1. Objetivos Específicos	20
2. MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	22
2.1. MOGOTES - SANTANDER	22
2.1.1. Rutas de Acceso a Mogotes	23
2.1.2. Geología de la Zona de Estudio	23
2.1.3. Rocas Metamórficas	24
2.1.4. Rocas Ígneas	25
2.1.5. Rocas Sedimentarias	25
2.1.6. Depósitos Cuaternarios	28
3. SISTEMAS ALUVIALES	29
3.1. PROCESOS DE TRANSPORTE Y ACUMULACIÓN DE MATERIALES DETRÍTICOS	33
3.2. ABANICOS ALUVIALES	35
3.2.1. Características Generales de los Abanicos	37
3.2.2. Zonación de un Abanico Aluvial	39
4. SUELOS RESIDUALES	42
4.1. PROCESOS DE METEORIZACIÓN	43
4.2. PERFIL DEL SUELO RESIDUAL	46

5. MÉTODOS GEOFÍSICOS	50
5.1. REFRACCIÓN SÍSMICA Y TOMOGRAFÍA SÍSMICA	50
5.1.1. Fundamentos Físicos	51
5.1.2. Método de Refracción	54
5.1.3. Interpretación de Refracción Sísmica - Curva Tiempo - Distancia	55
5.1.4. Cálculo de Velocidades y Espesores	58
5.1.5. Velocidades de onda P en diferentes medios	59
5.2. TOMOGRAFÍA DE REFRACCIÓN SÍSMICA	61
6. METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN E INVERSIÓN GEOFÍSICA	66
6.1. PRE-CAMPO	66
6.2. TRABAJO EN CAMPO	66
6.3. Procesamiento de datos	68
6.3.1. Módulo de Pickwin	70
6.3.2. Módulo Plotrefa	71
7. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	75
7.1. PERFILES DE VELOCIDAD	76
8. DISCUSIÓN	99
8.0.1. Análisis Geofísico y Geológico de los Perfiles Sísmicos	100
9. CONCLUSIONES	112
BIBLIOGRAFÍA	115

LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 1. Valores de velocidades de onda P en diferentes medios ¹	60
Tabla 2. Características geométricas de los perfiles sísmicos realizados en el abanico aluvial.	71
Tabla 3. Resultados de velocidad de onda P, espesores a partir de las refracciones sísmicas adquiridas en campo y el error cuadrático RMS.	75

¹ WM TELFORD y col. "Applied Geophysics Cambridge University Press". En: *London. 860pp* (1976).

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Mapa geológico de Mogotes - Santander plancha 135 y 136.	26
Figura 2. Esquema de una red fluvial	30
Figura 3. Simplificación de los elementos esenciales que operan en una cuenca aluvial	32
Figura 4. Depósitos masivos (colada de lodo, debris flow) y depósitos tractivos (de corriente, water-laid) en un abanico de baja eficacia de transporte	34
Figura 5. Esquema planimétrico idealizado de un abanico aluvial	36
Figura 6. Representación esquemática de un abanico aluvial desarrollado en un valle suizo. Aspecto general (A) donde se aprecia la diversificación del canal principal. Sección radial (B) en la que se manifiesta la distribución general de la granulometría de los clastos	38
Figura 7. Relaciones geomorfológicas principales en un abanico aluvial	41
Figura 8. Distribución de las zonas proximal, media y distal de un abanico aluvial en relación a la granulometría principal. Ejemplo del Van Horn Sandstone (McGowen y Groat, 1971)	41
Figura 9. Esquema de Suelo residual	43
Figura 10. Procesos de Meteorización	44
Figura 11. Diagrama de un perfil típico de suelo residual tropical, Adaptado de Sadler	48
Figura 12. Perfiles de meteorización	49

Figura 13. Propagación de una onda esférica a través de un medio homogéneo, de acuerdo con la construcción geométrica de Huygens	52
Figura 14. Rayos reflejados y refractados asociados con un rayo que incide oblicuamente sobre una interfase entre dos medios con propiedades elásticas distintas	53
Figura 15. Diagrama de las respectivas trayectorias tomadas por los rayos directo, reflejado y refractado a través de un medio homogéneo	55
Figura 16. Ejemplo de registros del levantamiento de refracción	57
Figura 17. Ejemplo de curva tiempo - distancia en adquisición sísmica	57
Figura 18. Dromocrónicas de tiempos de primera llegada interpretadas, en las que se ajustan los puntos de las ondas directas mediante rectas	58
Figura 19. Tomografía de tiempos de viaje y trayectoria de rayo entre la fuente y el receptor	63
Figura 20. Sismógrafo Abem Terraloc - Equipo utilizado en campo para la adquisición sísmica	67
Figura 21. Líneas ortogonales en dirección NW-SE y SW-NE	68
Figura 22. [A] Mapa de Mogotes - Santander con los 6 puntos de adquisición sísmica (tomado de Google Earth) [B] Morfología de un abanico aluvial. ²	69
Figura 23. Tendido de refracción sísmica en campo	69
Figura 24. Diseño en campo de refracción sísmica. Los puntos amarillos representan la ubicación de los golpes realizados con la fuente (porra) (Foto tomada por el autor).	70

² Garcia-Ruiz GÓMEZ-Villar. "Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees". En: *Geomorphology* 34.3-4 (2000), págs. 127-144.

Figura 25. Ejemplo de un sismograma y la selección de los primeros arribos, obtenido en el punto 6 localizado en las afueras de Mogotes - orientación NW	71
Figura 26. Ejemplo de una gráfica de tiempo vs offset y asignación de 2 capas para el perfil 4 al SW del depósito aluvial.	73
Figura 27. Paso a paso del procesamiento, análisis y modelado de los datos refracción sísmica y tomografía de refracción sísmica ³	74
Figura 28. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 4A y 4B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos zonas	77
Figura 29. Punto 4 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona del Ápice (Tomado de Google Earth).	78
Figura 30. Perfil 4A y 4B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.	79
Figura 31. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 4A y 4B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 0.96 ms.	79
Figura 32. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 2A y 2B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas	81
Figura 33. Punto 2 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona cercana al Ápice del abanico (Tomado de Google Earth).	81
Figura 34. Perfil 2A y 2B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje	82
Figura 35. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 2A y 2B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.1 ms	83

³ Geometrics Inc. *Seislmager/SWTM Manual*. 2009.

Figura 36. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 1A y 1B en las que se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas.	85
Figura 37. Punto 1 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Media del abanico (Tomado de Google Earth).	86
Figura 38. Perfil 1A y 1B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.	86
Figura 39. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 1A y 1B, en las cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.2 ms.	87
Figura 40. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 3A y 3B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas.	88
Figura 41. Punto 3 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Media del abanico (Tomado de Google Earth).	89
Figura 42. Perfil 3A y 3B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.	90
Figura 43. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 3A y 3B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.2 ms.	90
Figura 44. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 5A y 5B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas	92
Figura 45. Punto 5 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Distal del abanico (Tomado de Google Earth)	93
Figura 46. Perfil 5A y 5B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje	94

Figura 47. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 5A y 5B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 0.96 ms	95
Figura 48. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 6A y 6B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas	96
Figura 49. Punto 6 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Distal del abanico (Tomado de Google Earth).	97
Figura 50. Perfil 6A y 6B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje	98
Figura 51. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 6A y 6B, en las cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada uno de los perfiles. El error RMS es de 0.97 ms	98
Figura 52. Perfil de Rocas graníticas con velocidades de onda P [Sadler, 1981].	100
Figura 53. Punto 4 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el SE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado y rojo) en los perfiles 4A y 4B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 4.	102
Figura 54. Punto 2 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el SW mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo) en los perfiles 2A y 2B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 2.	103

Figura 55. Punto 1 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado en las afueras del pueblo a unos 3 m de las líneas de adquisición. Muestra la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado) en los perfiles 1A y 1B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 1.	105
Figura 56. Punto 3 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo y rosado) en los perfiles 3A y 3B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 3.	106
Figura 57. Punto 5 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo) en los perfiles 5A y 5B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 5.	108
Figura 58. Punto 6 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NW mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado) en los perfiles 6A y 6B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 6.	110
Figura 59. Adquisición de Refracción Sísmica (Autor)	122
Figura 60. Toma de datos sísmicos en campo (Autor)	123
Figura 61. Mapa de espesores con los 6 puntos de adquisición sísmica en el abanico aluvial (Autor - Sosftware Arcgis)	124
Figura 62. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 1A (punto 1)	125
Figura 63. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 1B (punto 1)	126

Figura 64. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 2A (punto 2)	127
Figura 65. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 2B (punto 2)	128
Figura 66. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 3A (punto 3)	129
Figura 67. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 3B (punto 3)	130
Figura 68. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 4A (punto 4)	130
Figura 69. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 4B (punto 4)	131
Figura 70. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 5A (punto 5)	131
Figura 71. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 5B (punto 5)	132
Figura 72. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 6A (punto 6)	133
Figura 73. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 6B (punto 6)	134

RESUMEN

TÍTULO: DETERMINACIÓN DEL ESPESOR DEL SUELO INCONSOLIDADO EN EL ABANICO ALUVIAL EN MOGOTES SANTANDER UTILIZANDO SÍSMICA DE REFRACCIÓN *

AUTOR: JOHANA KATERINE SÁNCHEZ PINTO **

PALABRAS CLAVE: GEOFÍSICA, ABANICO ALUVIAL, SÍSMICA DE REFRACCIÓN, SEDIMENTACIÓN, SUELO INCONSOLIDADO.

DESCRIPCIÓN:

Mogotes es un municipio de Santander – Colombia que se encuentra ubicado sobre un abanico aluvial. Cuenta con una extensión de 487.86 km^2 que abarca en el casco urbano, la planicie que caracteriza el abanico. En este trabajo de investigación se muestran las secciones sísmicas obtenidas a partir de la adquisición y procesamiento de datos empleando el método de refracción y tomografía sísmica, con el objetivo de encontrar el espesor del suelo no consolidado en el depósito aluvial. Los perfiles sísmicos se orientaron sobre las superficies de interés de acuerdo con la geometría y posible disposición espacial de los suelos a estudiar. El espaciamiento entre geófonos de los perfiles fue de 4 a 6 m, con longitudes entre 100 a 140 m. El estudio se realizó en 6 puntos estratégicos, cada punto contó con 2 líneas ortogonales en dirección NW-SE y SW-NE. La inversión final muestra espesores variables entre 18 m y 25 m con velocidades desde 350 m/s aumentando considerablemente hasta los 2400 m/s. Los sismogramas obtenidos durante las campañas de exploración fueron procesados con el programa SeisImager/2D con ayuda de los módulos de Pickwin y Plotrefa. Los resultados conseguidos, permitieron identificar y caracterizar los espesores del suelo no consolidado. Estos espesores y velocidades contribuirán al desarrollo rural, suburbano y urbano del plan de ordenamiento territorial de esta cabecera municipal en Mogotes - Santander.

* Trabajo de investigación

** Facultad de Ciencias. Escuela de Física. Director: PhD. José David Sanabria Gómez, Codirector: PhD. Rocio Bernal Olaya

ABSTRACT

TITLE: DETERMINATION OF THE THICKNESS OF THE UNCONSOLIDATES DEPOSIT OF THE ALLUVIAL FAN IN MOGOTES SANTANDER USING SEISMIC REFRACTION. *

AUTHOR: JOHANA KATERINE SÁNCHEZ PINTO **

KEYWORDS: Applied geophysics, Alluvial fan, Seismic refraction, sedimentation, unconsolidated soil.

DESCRIPTION:

Mogotes is a municipality of Santander - Colombia that is located on an alluvial fan. It has an area of 487.86 km^2 that covers the urban area, the plain that characterizes the fan. This research work shows the seismic sections obtained from the acquisition and processing of data using the refraction method and seismic tomography, in order to find the thickness of the unconsolidated soil in the alluvial deposit. The seismic profiles were oriented on the surfaces of interest according to the geometry and possible spatial arrangement of the soils to be studied. The geophone spacing of the profiles was 4 to 6 m, with lengths between 100 to 140 m. The study was carried out in 6 strategic points, each point had 2 orthogonal lines in NW-SE and SW-NE direction. The final inversion shows variable thicknesses between 18 m and 25 m with speeds from 350 m / s considerably to 2400 m / s. The seismograms obtained during the exploration campaigns were processed with the Seislmager / 2D program with the help of the Pickwin and Plotrefa modules. The results obtained allowed the identification and characterization of the unconsolidated soil thickness. These thicknesses and speeds contribute to the rural, suburban and urban development of the land use plan of this municipal head in Mogotes - Santander.

* Master Thesis

** Facultad de Ciencias. Escuela de Física. Director: PhD. José David Sanabria Gómez, Codirector: PhD. Rocio Bernal Olaya

INTRODUCCIÓN

Los abanicos aluviales se caracterizan por una morfología conoidal en planta y corresponden a una acumulación sedimentaria de materiales detríticos. Se localizan generalmente en una zona donde se produce una ruptura significativa de pendiente y suelen estar constituidos por materiales clásticos de granulometría gruesa, que muestran paleocorrientes dispersivas radiales ¹.

El relieve montañoso actúa como área fuente del material clástico de granulometría gruesa ². Cuando el flujo que circula por un canal principal que se haya encajado en el relieve montañoso adyacente en la zona de ruptura de pendiente, surge del macizo y pierde bruscamente su confinamiento, los materiales detríticos se acumulan bruscamente, produciéndose una dispersión radial del flujo principal, creando la forma de un abanico.

Entre los métodos geofísicos el uso de la refracción y la tomografía sísmica han tenido una gran aplicabilidad y alcance en sitios donde los métodos eléctricos y de radar fallan; por ejemplo, en un medio saturado de agua la energía sísmica no se dispersa, como en el caso del radar de penetración, alcanzando la profundidad de los objetivos a explorar. En áreas de estudio donde existen líneas y redes de conducción eléctrica los instrumentos utilizados y parámetros medidos se muestran menos sensibles a esta fuente de ruido.

¹ COLOMBO Ferran y col. "Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos". En: *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (2010), págs. 85-130.

² RITTER JB y col. "Quaternary evolution of Cedar Creek alluvial fan, Montana". En: *Geomorphology* 8.4 (1993), págs. 287-304.

Logísticamente este método también ofrece grandes ventajas, dado que permite cubrir grandes áreas de estudio rápidamente y a un costo comparativamente bajo, los tiempos de adquisición y procesamiento son relativamente cortos, lo que incrementa la precisión y confiabilidad de los resultados ³. Además los resultados pueden complementarse con el método de tomografía de refracción sísmica.

El objetivo general de este trabajo de investigación es determinar el espesor del suelo inconsolidado del abanico aluvial en Mogotes - Santander utilizando sísmica de refracción. Mogotes se encuentra localizada geográficamente a 6° 29' latitud Norte y 72° 58' de longitud al Oeste con respecto al meridiano de Greenwich. Territorialmente limita al Norte con el municipio de Molagavita y Curití, al Oriente con San Joaquín, al Occidente con Curití, San Gil y Valle de San José, al Sur con Ocamonte, Charalá, y Coromor ⁴. El presente libro contiene capítulos de teoría y metodología que abordan este estudio con el fin de cumplir con los objetivos específicos e hipótesis planteadas que lleva a resolver y a determinar el espesor del suelo inconsolidado en el depósito aluvial que infrayace al municipio de Mogotes en el departamento de Santander. En 6 puntos representativos del abanico Fig.1, se ubicaron de a 2 líneas ortogonales en dirección NW-SE y SW-NE para identificar el espesor desde el ápice hasta la zona distal, encontrando las diferentes velocidades de propagación de onda P para los estratos someros de las unidades que conforman el depósito aluvial. En Santander - Colombia existen gran cantidad de abanicos aluviales, de los cuales no

³ Derecke PALMER. *The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. Society of Exploration Geophysicists, 1980.

⁴ García-Ramírez Carlos Alberto MANTILLA-FIGUEROA Luis Carlos. "Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander)". En: *Boletín de Geología* 40.1 (2018), págs. 123-144.

se tienen estudios detallados sobre su espesor, sedimentación, formación y deposición en las zonas donde se encuentran ubicados, en vista de ello, en este trabajo se entregan resultados sobre espesores de suelo no-consolidado en un abanico aluvial, en este caso Mogotes - Santander, siendo la zona de interés de estudio . Los resultados presentados, podrán contribuir al desarrollo urbano y sub-urbano de esta cabecera municipal.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Determinar el espesor del suelo inconsolidado del abanico aluvial en Mogotes - Santander utilizando sísmica de refracción.

1.1.1. Objetivos Específicos

- Obtener la geometría y profundidad de los refractores sísmicos en la zona de estudio.
- Encontrar el aporte de material inconsolidado en los puntos de adquisición, partiendo del contraste de velocidades de onda P, tanto en la dirección transversal como longitudinal del abanico aluvial en la adquisición de refracción sísmica.
- Integrar la información geofísica y geológica para la inversión e interpretación de los datos sísmicos.

Hipótesis

- De los resultados obtenidos en la adquisición de refracción sísmica, se espera que exista contraste de velocidades de la primera capa y el segundo refractor, y que las longitudes de los tendidos de refracción sean mayores que el doble de la profundidad al refractor, esto con el fin de observar refracciones sin interferencias indebidas de las ondas P.
- Partiendo de los valores teóricos de velocidad de onda P mostrados en el cuadro 1 para ciertos materiales, se espera obtener valores de velocidad semejantes a los teóricos para el estrato somero del abanico aluvial que conforma

la zona de estudio en Mogotes-Santander.

Resultados Esperados

Se espera determinar el espesor del suelo inconsolidado de Mogotes y contribuir con información sobre el aporte sedimentario que tuvo este abanico aluvial en su momento de formación. Esta investigación será de importancia para el municipio, dado que hasta la fecha no se conoce nada sobre el abanico aluvial en el que se encuentra construida la zona urbana de Mogotes.

2. MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1. MOGOTES - SANTANDER

La Cabecera municipal de Mogotes se encuentra localizada geográficamente a 6° 29' latitud Norte y 72° 58' de longitud al Oeste con respecto al meridiano de Greenwich. Territorialmente limita al Norte con el municipio de Molagavita y Curití, al Oriente con San Joaquín, al Occidente con Curití, San Gil y Valle de San José, al Sur con Ocamonte, Charalá, y Coromor ⁴.

El territorio Mogotano hace parte de la cuenca del río Fonce y del Chicamocha, a través de la subcuenca del río Mogoticos que se une con el río Fonce y abarca la mayor parte del territorio. El municipio se destaca por sus abundantes recursos hídricos los cuales riegan todas las veredas del territorio.

Mogotes tiene una extensión total de 487,86 km^2 , de los cuales sólo 0,63 % es zona urbana. El abanico sobre el cual se ha establecido la zona urbana ha sido clasificado, sin detalle, por el Servicio Geológico Colombiano como depósitos aluviales y cono de deyección ⁵.

El abanico se ha formado en una cuenca intramontana (planicie), rodeada de afloramientos de rocas ígneas y metamórficas de edad Jurásica y Paleozoica (topografía abrupta al Norte, Oriente y Sur), y sedimentarias de edad Jurásica y Cretácica (topografía suave al Oeste), pertenecientes al Macizo de Santander, Figura 1.

⁵ Servicio Geológico SGC. "Servicio Geológico Colombiano". En: *Recuperado* 15 (2018).

La planicie aluvial es una zona donde principalmente se produce deposición de material, se establece un flujo en los planos aluviales que produce erosión ⁶. Los procesos de deposición y erosión se desarrollan principalmente durante la estación lluviosa, época en la cuál se producen fuertes eventos de inundación en la zona de Mogotes.

2.1.1. Rutas de Acceso a Mogotes El municipio de Mogotes está a 3 horas de la ciudad de Bucaramanga, tomando la vía Bucaramanga – San Gil, y luego el desvío a Mogotes. Al municipio se accede recorriendo la vía nacional denominada transversal 57, hasta encontrar la desviación de la vía aproximadamente en el kilometro 16; a partir de éste punto, se realiza el recorrido por carretera pavimentada, aproximadamente un 80 % del total de la vía, que comprende 12,4 km, hasta encontrar el casco urbano.

La vía a Mogotes comunica al departamento de Santander con el departamento de Boyacá, surcando los municipios de Mogotes, San Joaquín y Onzaga. Las vías de tercer orden en el municipio se encuentran sin pavimentar, limitando la movilización por el municipio, así como su desarrollo económico.

2.1.2. Geología de la Zona de Estudio Los depósitos sedimentarios representados en el Abanico de Mogotes (de edad Cuaternaria), forman el extenso valle sobre el cual reposa la cabecera municipal. El ápice de este depósito en forma de abanico apunta en dirección ESE hacia la línea divisoria que separa Mogotes de San

⁶ HOOKE Roger LeB. "Processes on arid-region alluvial fans". En: *The Journal of Geology* 75.4 (1967), págs. 438-460.

Joaquín, desde donde progresivamente se ensancha en dirección hacia el WNW. Un aspecto muy curioso en la disposición de este abanico es su proximidad a la falla de dirección aproximada WNW-ESE, la cual ha sido considerada por ⁷, como la proyección más sur de la Falla de Lebrija. No se descarta que ésta falla haya podido controlar el desarrollo y la actual localización del Abanico de Mogotes, ver Figura 1⁴.

2.1.3. Rocas Metamórficas

Formación Silgará (PDs) Constituida por rocas metamórficas de tipo esquistos y filitas. En la faja Aratoca - Piedecuesta y su prolongación hacia el sur, consta de pizarras, metalimolitas y metagrauwacas guijarrosas, de las facies de metamorfismo de esquistos verdes. Hacia el Valle de San José, aparecen esquistos cuarzo - muscovíticos con intercalaciones de metagrauwacas y metalimolitas, intruidos por diques pegmatíticos relacionados con el Batolito de Mogotes. En la faja San Joaquín - Onzaga - Páramo de Canutos, se presenta como: filitas, cuarcitas y esquistos cuarzomuscovítico - cloríticos, alternando localmente con metaareniscas y filitas ⁵.

Formación Floresta (DFm) Conjunto arcilloso ligeramente metamorfoseado, suprayace al conjunto detrítico de El Tíbet y en el tope a un conjunto arcilloso que corresponde a la formación Floresta propiamente dicha. El Floresta metamorfoseado en la faja Mogotes - San Joaquín, consta de filitas, argillitas, pizarras, cuarcitas y mármol. En la faja Flores Blancas - Covarachía - Santa Rosita, se muestra como

⁷ VELANDIA PATIÑO Francisco. "Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga". Tesis doct. Universidad Nacional de Colombia-Sede Bogotá, 2017.

una secuencia débilmente metamorfoseada de filitas con intercalaciones limolíticas sobre las rocas metamorfoseadas, en mayor o menor grado ⁵.

2.1.4. Rocas Ígneas

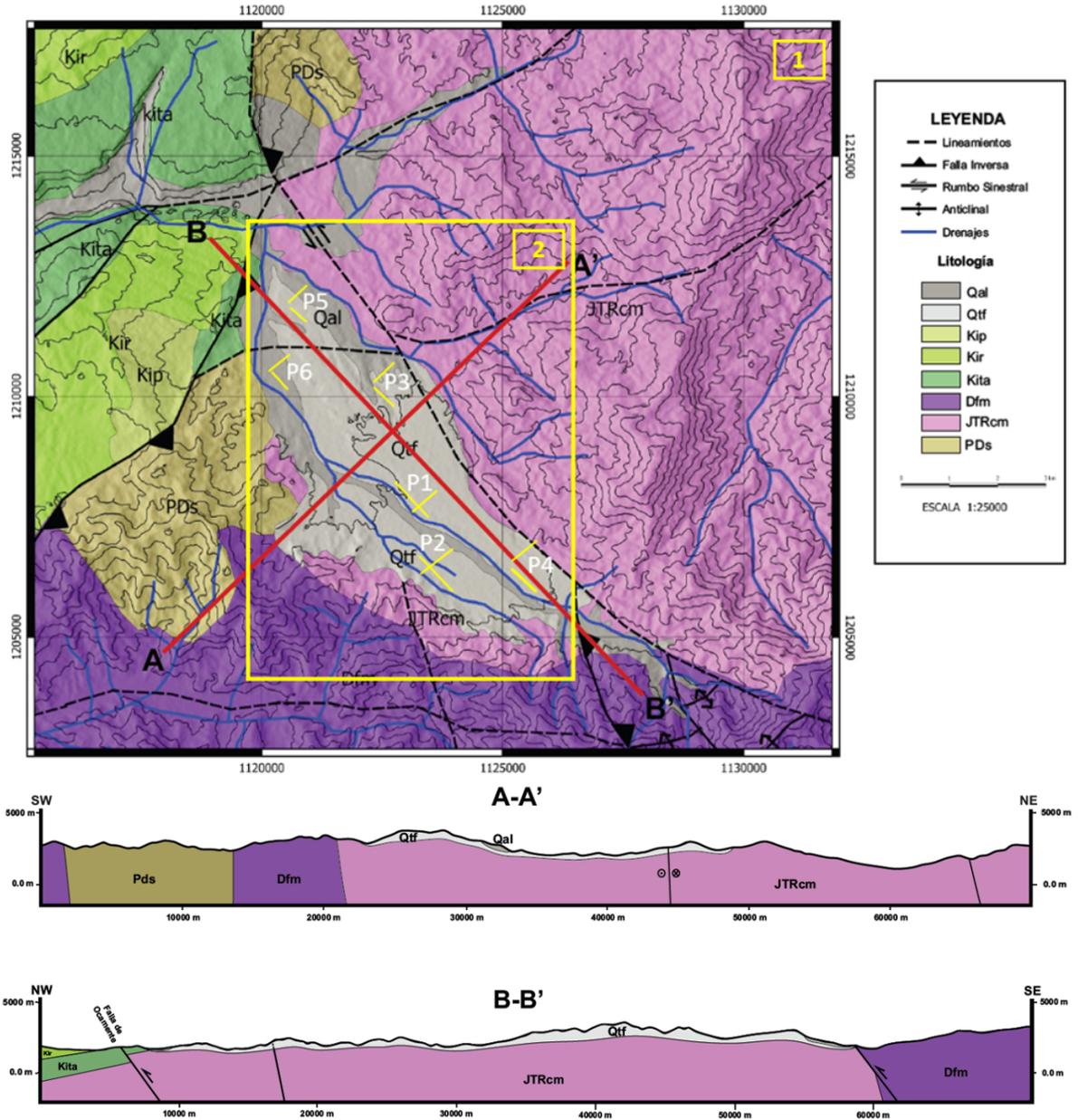
Cuarzo Monozonita del Batolito de Mogotes (JTRcm) En estos batolitos las rocas son de composición cuarzomonzonítica principalmente con variaciones locales a granito y granodiorita.

En el área de estudio intruye, aflorando como una gran masa al Nor - Oriente y Sur –Oriente de la cabecera Municipal, abarcando veredas de Gaital, Flores, Cerro Negro, Cuchiquira, Túbuga, Quebradas, San Isidro, Santa Rita, Calichana, Palmas, Felizco. Macroscópicamente se observa Cuarzomonzonita rosadanaranja, gris-rosácea o blanco-rosácea, equigranular. Esta roca tiene granos de feldespato potásico; se meteoriza fácilmente y origina un suelo de color cremacafé-naranja, ya que contiene iguales porcentajes de Oligoclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita.

2.1.5. Rocas Sedimentarias

Formación Tambor (Kita) En el municipio de Mogotes aflora en una franja delgada al Nor-Occidente del casco urbano en sectores de las veredas de San Roque y Vegas y al Suroccidente en sectores de las veredas Monchía, Arrayanes y Santa Lucia. Se presenta macroscópicamente como un conjunto de areniscas cuarzosas, conglomerados, areniscas feldespáticas, limolitas rojas y verdes y areniscas de

Figura 1. Mapa geológico de Mogotes - Santander plancha 135 y 136.



[A-A'] Corte geológico en dirección SW-NE y [B-B'] en dirección NW-SE. 2: Localización de la zona de estudio con las 12 líneas de adquisición sísmica distribuidas en el abanico. Qal: Depósitos aluviales. Qtf: Terrazas alviales. pDs: Formación Silgará (Esquistos del Chicamocha). Dfm: Formación Floresta. JTRcm: Batolito de Mogotes. Kita: Formación Tambor. Kir: Formación Rosa Blanca. Kip: Formación Paja. Kit: Formación Tablazo. fuente: Planchas 135 y 136 del Servicio Geológico Colombiano⁸

grano fino a medio⁹.

Formación Rosablanca (Kir) Su nombre se deriva del Cerro Rosablanca, sin embargo se encuentra una sección bien expuesta en el Cañón del Río Sogamoso, donde se determinó un espesor de 425m constituida esencialmente por calizas. En el resto de Santander está distribuida indistintamente y sus mejores expresiones se observan en el flanco del Anticlinal de los Cobardes y en la parte media de los Cañones del Chicamocha y Suárez. Está compuesta en su parte inferior por capas de caliza y yeso con oolitos, ostrácodos y dolomías; hacia la parte superior consta de areniscas y lodolitas calcáreas. En la parte inferior presenta depósitos evaporíticos como yeso y polialita que indican una hipersalinidad y tranquilidad en las condiciones de depositación; el resto de la secuencia se depositó en un medio marino somero en condiciones neríticas. El espesor varía de 150 a 425 m¹⁰.

Formación Paja (Kip) Esta unidad está constituida por lutitas y shales gris oscuros a azulosos, fosilíferas, con intercalaciones de areniscas gris amarillentas, de grano fino, con algunas intercalaciones de shales grises localmente arenosas, calcáreas, fosilíferos localmente limosos a arenosos; con intercalaciones de areniscas gris amarillentas, de grano fino, también pequeñas intercalaciones de calizas grises, localmente arenosas, fosilíferas. Se estima que su depósito tuvo lugar en un ambiente epicontinental. El espesor varía entre 125 y 625 m.

⁹ Servicio Geológico SGC. "Servicio Geológico Colombiano". En: *Recuperado* 15 (2018).

¹⁰ SGC, ver n. 9.

2.1.6. Depósitos Cuaternarios

Terrazas Aluviales (Qtf) Se encuentran terrazas pequeñas modernas, en el valle del río Mogoticos, restos de terrazas que se encuentran en diferentes alturas con relación al valle actual del río, representando los niveles sucesivos del nivel base del río. En esta zona predominan las terrazas bajas. Forma una topografía plana o suavemente ondulada.

Ocupan una zona mas o menos extensa en los alrededores de la cabecera municipal de Mogotes, apareciendo en tres niveles de terraza: la zona extensa en los alrededores del río Mogoticos está formada por depósitos de terraza, definida como terraza baja.

Estos depósitos ocupan una pequeña fracción al N-E del casco urbano, son fragmento heterogéneos, acumulados por procesos de derrubio.

Aluvión (Qal) Los depósitos aluviales aparecen como franjas alargadas en márgenes de los bordes de los ríos Mogoticos, Chicamocha, Tubuga, Pitiguao, Guares, Rio Negro y Cuchiquira principalmente, así como también en los márgenes de la quebradas donde se destacan por ser cartografiables las de Capellanía (o flores), Caracoles, Catatumbo Las vegas y Potrerana.

Los depósitos están formados básicamente por guijos y cantos de roca ígnea, metamórficas y sedimentarias, en una matriz arcillosa; en los alrededores del río Mogoticos se encuentra predominando los cantos de material metamórfico e ígneo.

3. SISTEMAS ALUVIALES

Los ríos son esencialmente sistemas de transferencia que recogen y transportan sedimentos hasta las grandes cuencas lacustres o marinas. Una gran parte de las precipitaciones que caen sobre la superficie de la tierra, forma cursos de agua, permanentes, o efímeros, que drenan hacia las zonas más bajas y de menor energía potencial. Muchos de estos cursos de agua alcanzan el nivel 0, que es el nivel del mar, (Figura 2). En algunas ocasiones la cantidad de agua no es suficiente y los flujos se agotan antes de alcanzar extensiones estables de agua. Es el caso de los abanicos terminales (terminal fan) de zonas áridas¹¹.

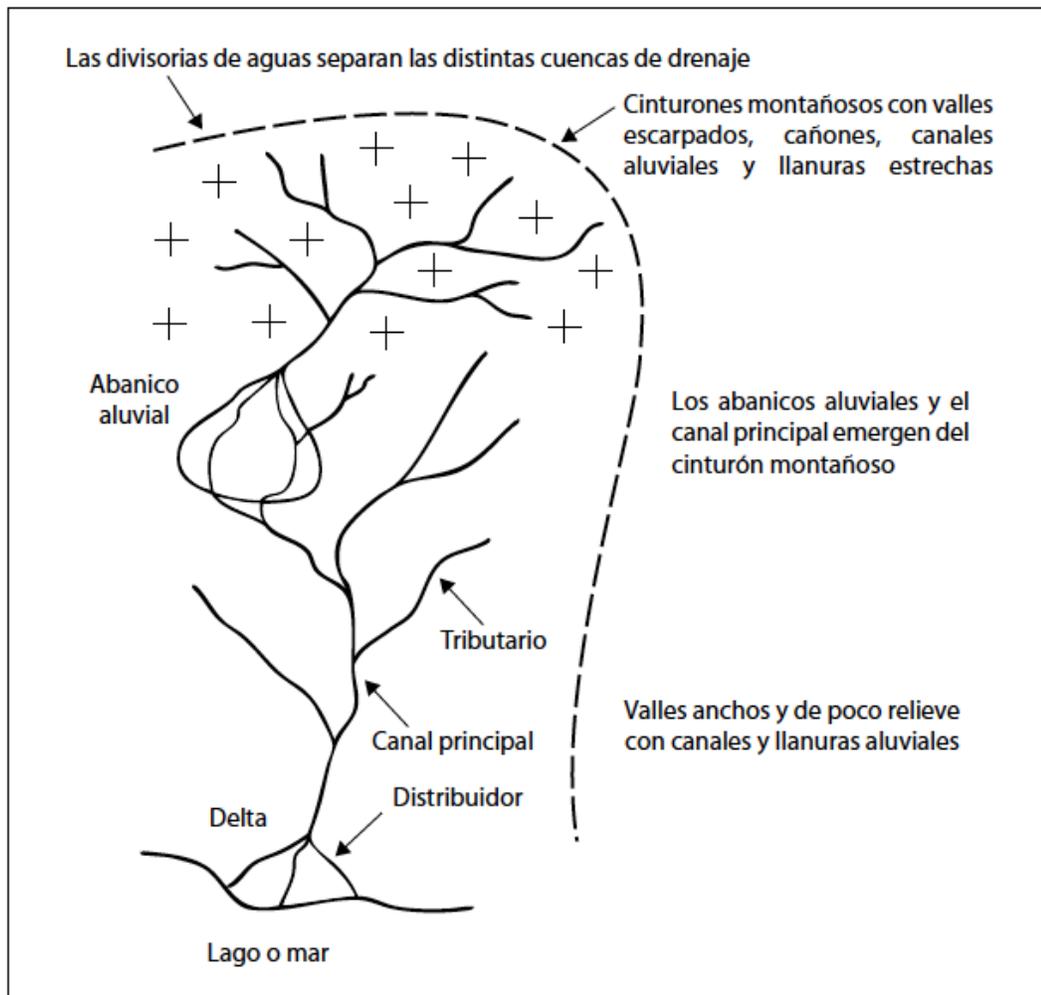
El aporte de sedimentos en sistemas sedimentarios, está controlado por los ríos y, por tanto, el estudio detallado de las redes de drenaje y de los sistemas fluviales proporciona gran cantidad de información sobre la evolución geológica y geomorfológica de una región. Se puede afirmar que los sistemas fluviales son sistemas regidos por la gravedad, en los que una masa de agua se desplaza pendiente abajo creando un flujo unidireccional¹².

La mayor parte de la energía potencial del sistema se transforma en energía cinética de forma que el flujo producido actúa sobre la superficie modificándola. Si el lecho

¹¹ WILLIAMS PAUL L y col. "Geology and geophysics of the southern Raft River Valley geothermal área, Idaho, USA". En: *Proc. 2nd United Nations Symp. Dev. Use geotherm. Resour.* 1976, págs. 1273-1282.

¹² CABRERA, F Colombo y S Robles. "Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial system of the SE Ebro Bassin. Transition from alluvial to shallow lacustral environments. Excursion no 10". En: *6th European Regional Meeting. International Association of sedimentologists. Excursion Guidebook.* 1985, págs. 393-492.

Figura 2. Esquema de una red fluvial. Adaptado de BRIDGE, 1993 ¹³



es cohesivo, por efecto de la erosión se forman gargantas y cañones y la sedimentación sólo tiene lugar en zonas muy localizadas de flujo inefectivo como remansos, desembocaduras de canales laterales, sombras de obstáculos rocosos, etc. Si el lecho no es cohesivo, la superficie de la interfase agua-sedimento sufre modificaciones sustanciales para conseguir un equilibrio con las condiciones hidrodinámicas¹⁴. El resultado es un canal o sistema de canales por los que circula gran cantidad del flujo durante la mayor parte del año y una llanura de inundación que solo recibe aporte de agua y sedimento en los momentos de crecida, es decir, cuando se produce un aumento de caudal como consecuencia de lluvias importantes¹⁵.

En la mayoría de los climas, las crecidas tienen carácter estacional. Durante estos períodos, el canal no puede evacuar todo el caudal que recibe, se desborda y el flujo circula por la llanura de inundación de forma no confinada.

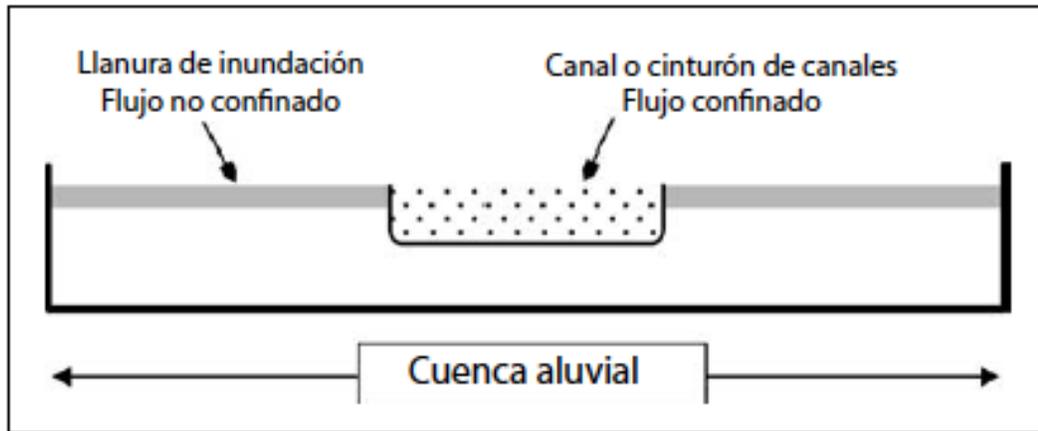
Los sistemas fluviales operan en el tiempo y en el espacio¹⁷. El resultado del proceso es un depósito de canal o de un cinturón de canales amalgamados, y un depósito de llanura de inundación. Por tanto, el elemento fundamental a considerar en algunos modelos de sedimentación fluvial será el expresado de forma esquemática en la Fig 3. Este resultado es el que se ha utilizado y se utiliza como punto de partida para cualquier intento de modelización del apilamiento de secuencias y relleno de cuencas por sedimentos aluviales.

¹⁴ CABRERA, Colombo y Robles, ver n. 12.

¹⁵ COLOMBO Ferran y col. "Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos". En: *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (2010), págs. 85-130.

¹⁷ MERCHÁN Antonio Guerra Lozano Francisco Serrano. "Caracterización de un complejo abanico aluvial-íagoon a la base del relleno Plioceno en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)". En: *Geotemas (Madrid)* 5 (2003), págs. 117-121.

Figura 3. Simplificación de los elementos esenciales que operan en una cuenca aluvial. Adaptado de FIDOLINI ¹⁶.



En el caso de los ríos aluviales, estos, son aquellos que fluyen a través de sedimentos que han sido erosionados y depositados por ríos. Es decir, no hay una afectación significativa por constricción rocosa o por antiguas terrazas¹⁸. Por tanto, su morfología es consecuencia del balance entre el poder erosivo de la corriente, la resistencia del lecho aluvial y los materiales de las orillas. Es así, que los cambios en la forma de un canal ocurren porque varía el caudal, la carga, el tipo de sedimentos transportado o la pendiente del cauce. Precisamente, este es el caso en el que se producen la mayoría de las secuencias que los sedimentólogos y estratígrafos estudian en el relleno de las cuencas que contienen sedimentos depositados por ríos¹⁹.

¹⁸ GRANT Swanson. "Morphology and processes of valley floors in mountain streams, western Cascades, Oregon". En: *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 89 (1995), págs. 83-83.

¹⁹ MORALLES Alfredo Arch. *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Vol. 46. Editorial CSIC-CSIC Press, 2010.

3.1. PROCESOS DE TRANSPORTE Y ACUMULACIÓN DE MATERIALES DETRÍTICOS

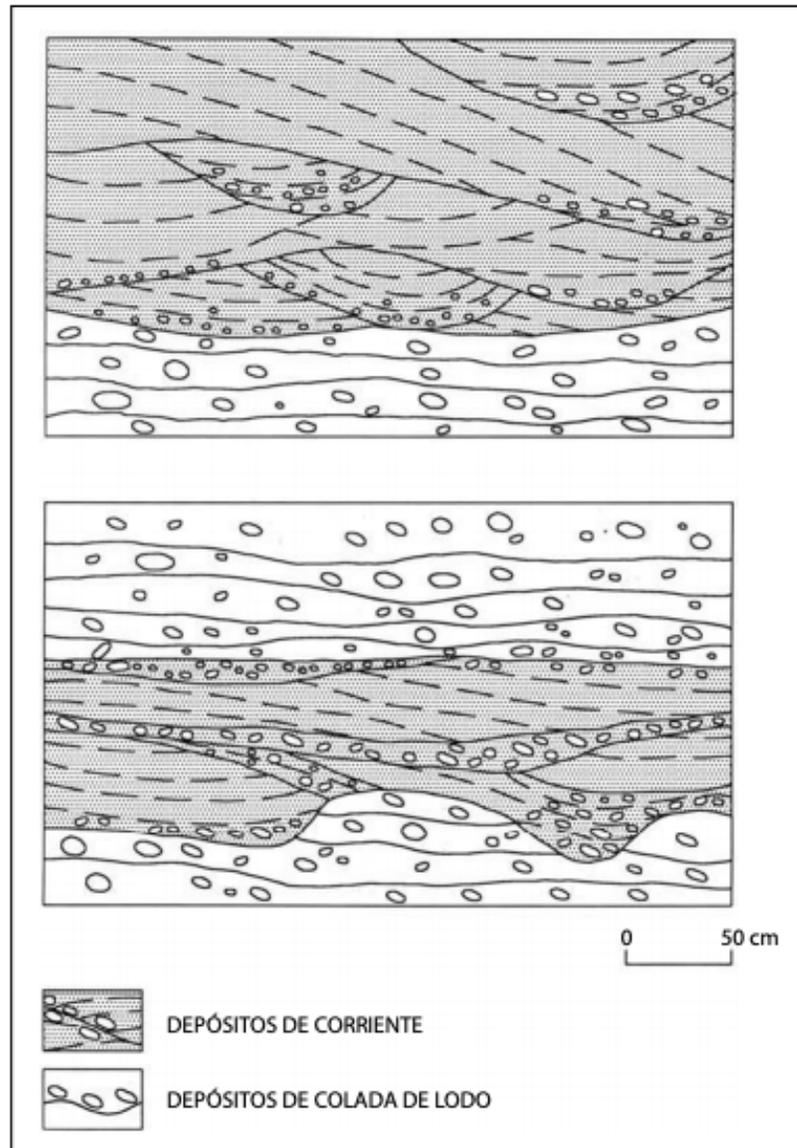
Se propuso el modelo de los abanicos aluviales de clima árido caracterizados por su pequeño tamaño, morfología radial casi perfecta y por estar constituidos predominantemente por la acumulación de diversos episodios de coladas de fango y de detritos, ver Fig. 4.

Estos corresponden a flujos masivos con comportamiento no newtoniano. También hay que considerar la presencia de algunas intercalaciones de materiales depositados mediante flujos acuosos que en determinados casos muestran extensiones considerables.

Por otro lado, existen otros abanicos aluviales que han sido generados predominantemente mediante el concurso de corrientes acuosas, tractivas, que son capaces de transportar gran cantidad de sedimentos, con la particularidad de que éstos han sido acarreados por flujos acuosos con comportamiento newtoniano²¹. Por comparación con los ejemplos (modelos) actuales, estos abanicos han sido clasificados como abanicos correspondientes a un medio climático húmedo con aportes acuosos más importantes que en el modelo precedente y que además sean continuos en el tiempo, es decir perennes o semiperennes. Esto proporciona unos materiales sedimentarios en los que sus facies específicas indican un transporte eminentemente acuoso que predomina sobre el transporte en masa.

²¹ HARVEY Adrian M, Anne E Mather y Martin Stokes. "Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics—introduction. A review of alluvial-fan research". En: *Geological Society, London, Special Publications* 251.1 (2005), págs. 1-7.

Figura 4. Depósitos masivos (colada de lodo, debris flow) y depósitos tractivos (de corriente, water-laid) en un abanico de baja eficacia de transporte. Adaptado de HARVEY²⁰.



Estos dos tipos de abanicos, considerados durante bastante tiempo como los dos modelos extremos de una variedad más amplia, no son considerados como una panacea en la actualidad, ya que es bastante difícil distinguir, sólo por algunos tipos de facies, cuando se trata de depósitos originados por abanicos aluviales o por otros tipos de sistemas distributivos parecidos, como los ríos trezados (braided) que transportan grandes cantidades de gravas²². Con la geofísica aplicada utilizando el método de refracción sísmica se puede lograr observar capas del estrato somero, partiendo de las velocidades de onda P encontradas en este tipo de depósitos

3.2. ABANICOS ALUVIALES

Un abanico aluvial corresponde a una acumulación de materiales clásticos, en forma de conoide, ver Fig. 5, situada aguas abajo de una ruptura de pendiente y que se ha generado como consecuencia de la pérdida de encajamiento del canal principal alimentador del sistema aluvial²³

Cuando los flujos que transportan sedimentos son hídricos, la pérdida del confinamiento del canal principal puede estar asociada al cambio de pendiente que favorece el desarrollo del abanico a medida que disminuye el ritmo de transporte de

²² AM HARVEY. "Factors influencing the geomorphology of dry-region alluvial fans: a review". En: *Aportaciones a la Geomorfología de Espana en el inicio del tercer milenio. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de Espana, Serie: Geologia 1* (2002), págs. 59-75.

²³ RJ WASSON. "Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania". En: *Sedimentology* 24.6 (1977), págs. 781-799.

Figura 5. Esquema planimétrico idealizado de un abanico aluvial. Adaptado de FIDOLINI²⁴.



sedimentos^{25,26}. En la zona inicial, la ruptura de pendiente favorece un fenómeno similar al del resalto hidráulico con la consiguiente acumulación de sedimentos en la desembocadura del canal principal. Cuando la cantidad de materiales detríticos transportados por las corrientes es muy grande, el fenómeno corresponde al resalto granular²⁷. Éste se produce cuando existe un cambio brusco desde condiciones de alto régimen a condiciones de bajo régimen de flujo con la consiguiente pérdida de capacidad portante. Así se produce una deposición brusca de la mayoría de los sedimentos clásticos de granulometría gruesa, generando un cuerpo de acumulación en la desembocadura del cañón principal. En los siguientes episodios de transporte, esa acumulación que constituye un obstáculo, puede generar un frenado dinámico del flujo y, por tanto, favorecer también la pérdida de encajamiento y la expansión radial del flujo²⁸.

3.2.1. Características Generales de los Abanicos La forma general de un abanico aluvial individual es muy parecida a la de un cono con el vértice en la desembocadura del canal principal, ver Fig 6. Tanto su geometría como sus dimensiones reflejan un cierto equilibrio entre los diversos factores que inciden sobre el abanico, como: la litología, el tipo de superficie y de pendientes principales, así como la cobertura vegetal de la cuenca de drenaje que es la que en gran medida va a su-

²⁵ MIALL Andrew D. "A review of the braided-river depositional environment". En: *Earth-Science Reviews* 13.1 (1977), págs. 1-62.

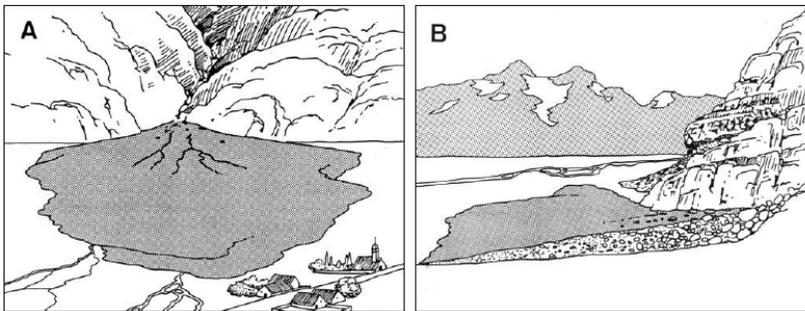
²⁶ MIALL AD. "1985Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits". En: *Earth Sci Rew.* 22, 261 308 ().

²⁷ ALLANDER. *Seismic velocities and thicknesses of alluvial deposits along Baker Creek in the Great Basin National Park, East-central Nevada*. Inf. téc. U. S. Geological Survey, 2009.

²⁸ BULL William B. *Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California*. US Government Printing Office, 1964.

ministrar los materiales terrígenos que constituirán el abanico²⁹. También influyen en gran manera la pendiente longitudinal (gradiente) del canal principal suministrador de detritos, el tipo y calidad de las descargas acuosas, el régimen climático, la incidencia de los movimientos tectónicos y la geometría de la cuenca de deposición³⁰. Cualquier cambio en alguno de estos factores incidirá en mayor medida en la morfología del abanico aluvial, tendiendo a restablecer las condiciones de equilibrio previas.

Figura 6. Representación esquemática de un abanico aluvial desarrollado en un valle suizo. Aspecto general (A) donde se aprecia la diversificación del canal principal. Sección radial (B) en la que se manifiesta la distribución general de la granulometría de los clastos. Adaptado de FIDOLINI³¹.



Cuando se produce un descenso del nivel de base regional o local, a nivel del abanico aluvial ocurre un encajamiento del canal principal hasta zonas más lejanas que las precedentes de equilibrio. El resultado final es el crecimiento de uno pequeño localizado en las zonas distales del antiguo abanico³². Por otro lado, si se produce

²⁹ GALLOWAY William E. "Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shore-zone depositional systems, northern Gulf of Mexico Basin". En: *Marine and Petroleum Geology* 18.10 (2001), págs. 1031-1040.

³⁰ RUST Brian. "A classification of alluvial channel systems". En: (1977).

³² GONZÁLEZ Orlando, Maximiliano Bezada y Zuly Millán. "Geomorfología de los sistemas de abanicos aluviales localizados en el trayecto Yaritagua-Guama, estado Yaracuy-Venezuela". En: *Revista Geográfica Venezolana* 53.2 (2012).

una elevación rápida por efectos tectónicos del frente montañoso en contacto con la cabecera, se puede ocasionar una segmentación con la aparición de un sector sedimentariamente activo localizado justo en la zona apical del abanico previo. Estos dos supuestos son muy esquemáticos, ya que en realidad habría que considerar, entre otros factores, las variaciones de velocidad de ascenso del frente montañoso y de descenso del nivel de base, así como la velocidad de encajamiento del canal principal con respecto a la tasa de erosión³³.

3.2.2. Zonación de un Abanico Aluvial El abanico aluvial se puede dividir en función de sus características morfológicas principales. Atendiendo a la situación del punto de intersección y a la distribución areal de las facies sedimentarias más importantes, ver Fig. 7 y 8 se estableció la zonación³⁴ siguiente:

- **Ápice (apex):** Zona topográficamente más elevada del abanico. Acostumbra a coincidir con la zona de contacto del abanico con el frente montañoso.
- **Cabecera (fanhead):** Parte superior del abanico inmediata al ápice.
- **Bahía del abanico (fan bay):** Corresponde a la zona apical cuando ésta penetra en el frente montañoso.
- **Cañón (canyon):** Cauce principal que, profundamente excavado en el frente montañoso, favorece el transporte de los flujos de sedimentos que formarán el abanico.

³³ MARAIO Stefano y col. "High-resolution seismic imaging of debris-flow fans, alluvial valley fills and hosting bedrock geometry in Vinschgau/Val Venosta, Eastern Italian Alps". En: *Journal of Applied Geophysics* 157 (2018), págs. 61-72.

³⁴ BLISSENBACH Erich. "Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans [Arizona]". En: *Journal of Sedimentary Research* 22.1 (1952), págs. 25-28.

- Atrincheramiento del abanico (fanhead entrenchment): Encajamiento del canal principal en la zona apical del abanico.
- Punto de intersección (intersection point): Lugar donde se interseca la superficie de la cabecera del abanico con el vaguada del canal principal encajado, que acostumbra a tener un gradiente menor.
- Lóbulo de abanico (fan lobe): Acumulación de materiales de granulometría gruesa en la zona del punto de intersección. Puede constituir un pequeño abanico (suprafan) sobre impuesto al abanico aluvial mayor.
- Pie del abanico (fan toe): Zona topográficamente más baja del abanico que coincide con su base y donde se produce la interrelación con otros sistemas sedimentarios diferentes.
- Segmento del abanico (fan segment): Sector del abanico que se halla limitado por rupturas geomórficas de pendiente.
- Incisión del abanico (fan incision): Encajamiento sobre el abanico de un canal que desemboca fuera de sus límites.

Figura 7. Relaciones geomorfológicas principales en un abanico aluvial. Adaptado de FIDOLINI³⁵.

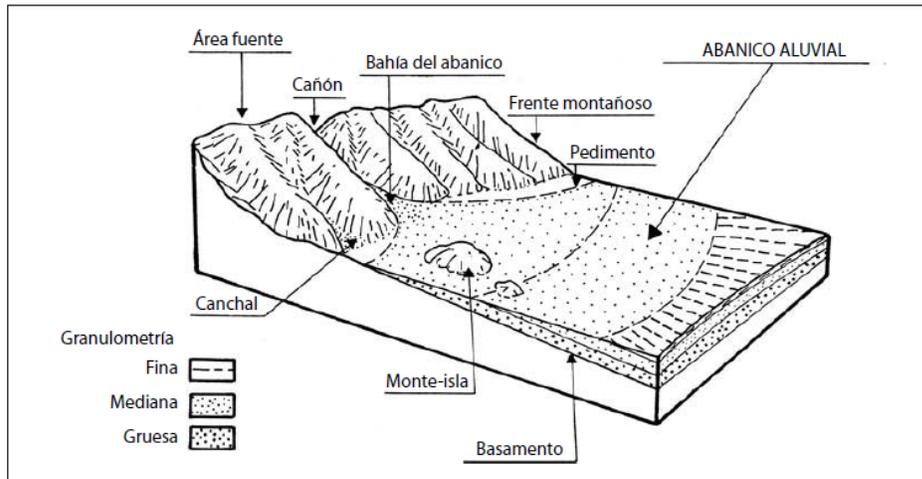
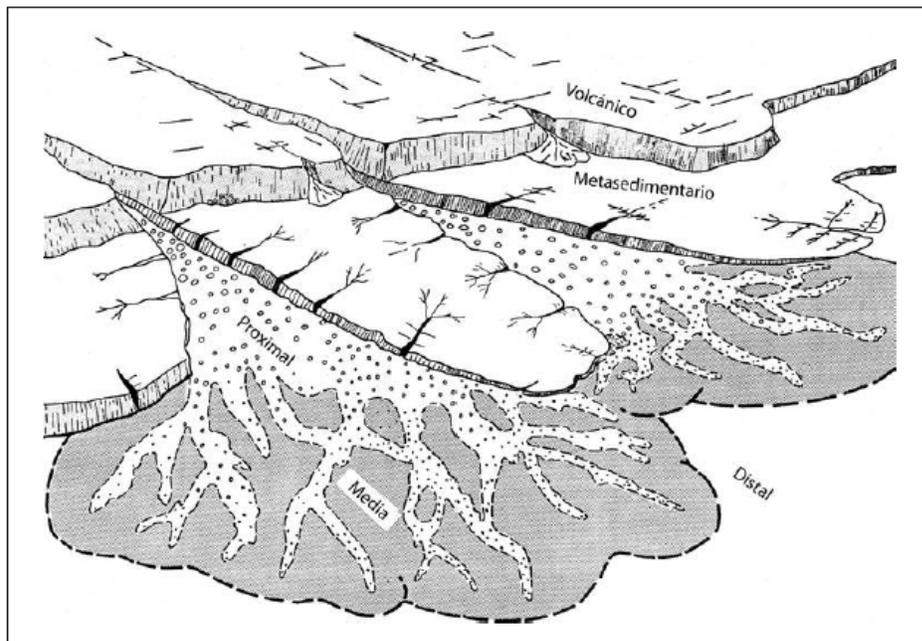


Figura 8. Distribución de las zonas proximal, media y distal de un abanico aluvial en relación a la granulometría principal. Ejemplo del Van Horn Sandstone (McGowen y Groat, 1971) Adaptado de FIDOLINI³⁶.



4. SUELOS RESIDUALES

Con ayuda de la sísmica de refracción como método geofísico se interpretarán las velocidades de onda P que tienen estos suelos y su espesor. Es así como surge la importancia de dedicarle este capítulo y profundizar sobre el comportamiento de los suelos residuales para zonas tropicales húmedas como lo es el municipio de Mogotes.

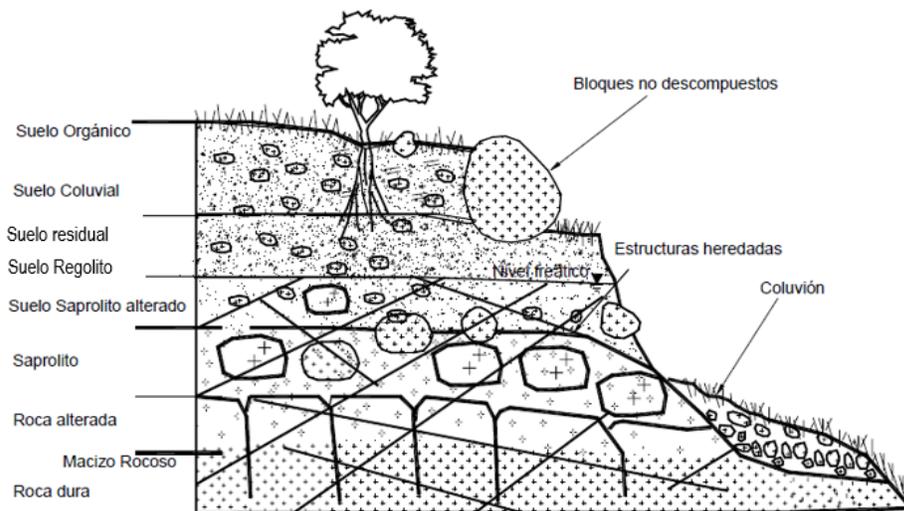
Los suelos residuales son los que se forman en el sitio por procesos de meteorización física y química y se desarrollan principalmente, en condiciones tropicales húmedas, de meteorización química intensa.

Se sabe que el comportamiento ingenieril de los suelos residuales es muy diferente al de los suelos transportados y depositados. Sus propiedades especiales son una respuesta a la combinación de los ambientes encontrados en los trópicos, relacionados con el clima, la lluvia, los regímenes de temperatura, la litología del material de roca parental, el movimiento del agua, las condiciones de drenaje, el relieve, la vegetación, la edad y los niveles de meteorización, entre otros factores mcarthur1987characteristics.

Los deslizamientos en materiales meteorizados ocurren en diferentes ambientes (geológicos y geomorfológicos). La mayoría de deslizamientos de suelos residuales son los deslizamientos poco profundos y rápidos del suelo residual sobre el regolito y el saprolito (Roca algo meteorizada) o la roca, ver Fig. 9, pero cuando los perfiles de meteorización del suelo residual son muy profundos, se pueden presentar tam-

bién deslizamientos rotacionales³⁷.

Figura 9. Esquema de Suelo residual, Adaptado de Sadler ³⁸



4.1. PROCESOS DE METEORIZACIÓN

El comportamiento de un suelo residual está influido fuertemente por las estructuras heredadas y por la fábrica de la roca madre. La litología tiene una influencia determinante sobre la meteorización, como la resistencia a la descomposición química que varía de una roca a otra, siendo las cuarcitas las más resistentes. Dentro de las más conocidas por su descomposición rápida, se encuentran las calizas, las lutitas y los granitos.

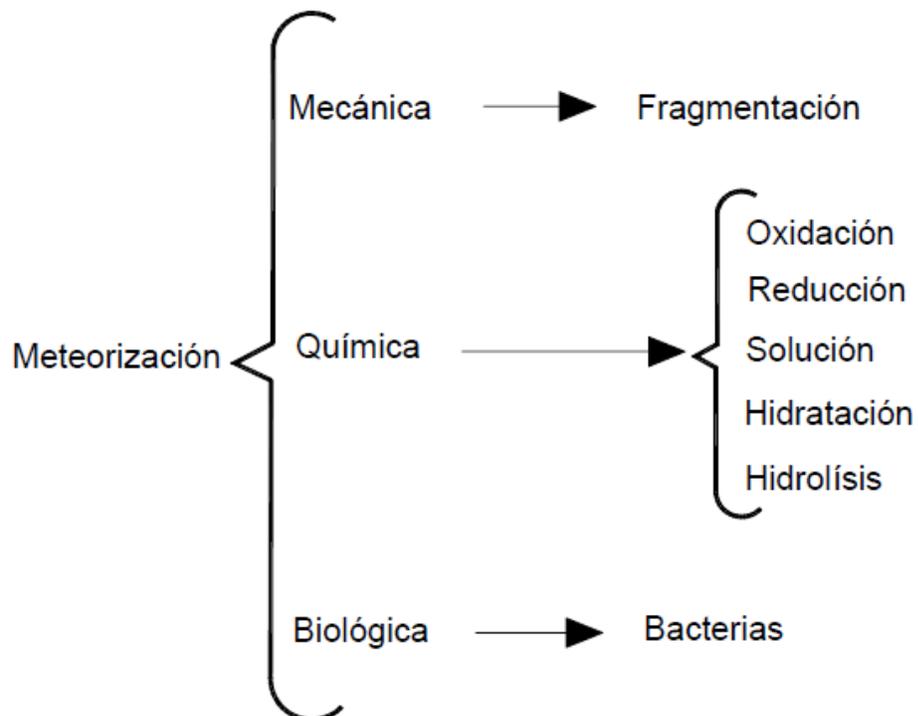
En ambientes tropicales dominados por temperaturas altas cambiantes y por lluvias abundantes, la meteorización de los materiales es muy fuerte, caracterizándose por

³⁷ SADLER Peter M. "Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections". En: *The Journal of Geology* 89.5 (1981), págs. 569-584.

la descomposición rápida de feldspatos y minerales ferromagnesianos, la concentración de óxidos de hierro y aluminio y la remoción de sílice y de las bases Na_2O , K_2O , CaO , y MgO .

Meteorización Física La meteorización física o mecánica es un proceso de fragmentación, a partir de las discontinuidades donde se desintegra la roca, formando nuevas discontinuidades por fracturación aumentando la relación de vacío, la permeabilidad y disminuyendo la cohesión.

Figura 10. Procesos de Meteorización, Adaptado de Sadler ³⁹



La meteorización puede liberar la energía de esfuerzos acumulada en el suelo y desarrollar fracturas, independientemente de cualquier cambio de esfuerzos. Las

nuevas fracturas pueden ampliarse debido a los esfuerzos internos inducidos por cambios de temperatura o por cambios de volumen relacionados con la descomposición química. La formación de nuevos minerales y el debilitamiento general del material, puede conducir al colapso por el peso propio de los materiales⁴⁰.

Meteorización Química La descomposición puede ser ocasionada por procesos químicos o biológicos. Los procesos principales de meteorización química dependen de los procesos del agua y en algunos casos de la disponibilidad de agua para mantener la química requerida en el proceso.

La meteorización generalmente, avanza hacia abajo de la superficie y a través de las juntas y demás conductos de percolación, produciendo variaciones de intensidad, de meteorización y dejando bloques internos de material no descompuesto⁴¹.

En la meteorización química, las sales o silicatos se descomponen a arcillas. Se incrementa el contenido de arcilla y de suelo en general y se disminuye la fricción. Es muy común que los silicatos se descompongan en arcillas expansivas, lo cual hace que se reduzca la densidad y la resistencia de la roca⁴².

⁴⁰ AYESHA Hongtao ABBAS, Zhiwei Zeng y Xinhuai Zhou. "Sedimentary facies analysis using sequence stratigraphy and seismic sedimentology in the Paleogene Pinghu Formation, Xihu Depression, East China Sea Shelf Basin". En: *Marine and Petroleum Geology* 93 (2018), págs. 287-297.

⁴¹ PREKOPOVÁ Marta y col. "Integration of seismic and sedimentological methods for analysis of Quaternary alluvial depositional systems". En: *Environmental Earth Sciences* 76.1 (2017), pág. 25.

⁴² TERENCE C BLAIR y MCPHERSON. "Alluvial fan processes and forms". En: *Geomorphology of desert environments*. Springer, 1994, págs. 354-402.

Meteorización Biológica Los procesos biológicos tienen un efecto significativo sobre los esfuerzos y las condiciones químicas pueden facilitar el proceso de la descomposición biológica⁴³. Los procesos biológicos pueden incluir efectos de las raíces, oxidación bacteriológica y la reducción de hierro y compuestos del azufre. Los agentes biológicos como las bacterias producen sustancias químicas orgánico - minerales que son particularmente activas como agentes meteorizantes. Los organismos superficiales como los líquenes, hongos, musgos y algas pueden, mediante acciones químicas y físicas, soltar los granos o partículas de la roca expuesta. La producción de dióxido de carbono por las raíces de las plantas, la oxidación de la materia orgánica y la acción microbiana, pueden aumentar la concentración de dióxido de carbono en los gases del suelo, incrementando el proceso de meteorización.

4.2. PERFIL DEL SUELO RESIDUAL

Generalmente, los perfiles de los suelos residuales se componen de zonas de diferente meteorización que van desde el suelo propiamente dicho hasta la roca sana, ver Fig. 11.

Como los suelos residuales se descomponen de la roca parental, el perfil de suelo representa una historia del proceso de meteorización. Los sistemas de clasificación de perfiles presentan diferentes estados de meteorización y separan los perfiles verticales en diferentes zonas.

⁴³ HOOKE Roger LeB. "Processes on arid-region alluvial fans". En: *The Journal of Geology* 75.4 (1967), págs. 438-460.

Se han tratado de definir zonas homogéneas, pero en la práctica, no existe zonificación real dentro de un perfil, sino un cambio gradual de las características de los materiales con la profundidad; incluso, es muy difícil definir en forma precisa, el límite de la roca sana con el suelo residual o la roca descompuesta (regolito - saprolito)⁴⁴.

El perfil general descrito por⁴⁵, distingue tres zonas: suelo residual, roca alterada (saprolito) y roca sana. Los saprolitos retienen las estructuras de la roca parental, pero solamente un poco de la resistencia de éste.

El espesor de estos horizontes saprolíticos de suelo residual puede variar de unos pocos metros a más de 20 m con valores típicos de 5 a 9 m. Aunque presentan gran heterogeneidad es común que se observen cambios graduales de sus características con la profundidad, especialmente en lo relacionado con la resistencia al cortante y la permeabilidad.

Los análisis de tamaño de granos muestran que generalmente la cantidad de partículas de limo y arcilla, disminuyen al aumentar la profundidad. Los espesores del perfil de suelo y las propiedades dependen de la roca parental, discontinuidades, relieve y clima, ver Fig. 12. Como estos factores varían horizontalmente, el perfil puede variar en distancias relativamente cortas.

Los perfiles de suelos residuales producto de rocas foliadas o estratificadas son marcadamente isotrópicos y generalmente, son más débiles y permeables a lo largo de los planos de orientación.

⁴⁴ DU DEER. "Slope stability in residual soils". En: *Proc. 4th Pan-American Conf. SMFE*. Vol. 1. 1971, pág. 92.

⁴⁵ DEER, ver n. 44.

Figura 11. Diagrama de un perfil típico de suelo residual tropical, Adaptado de Sadler ⁴⁶

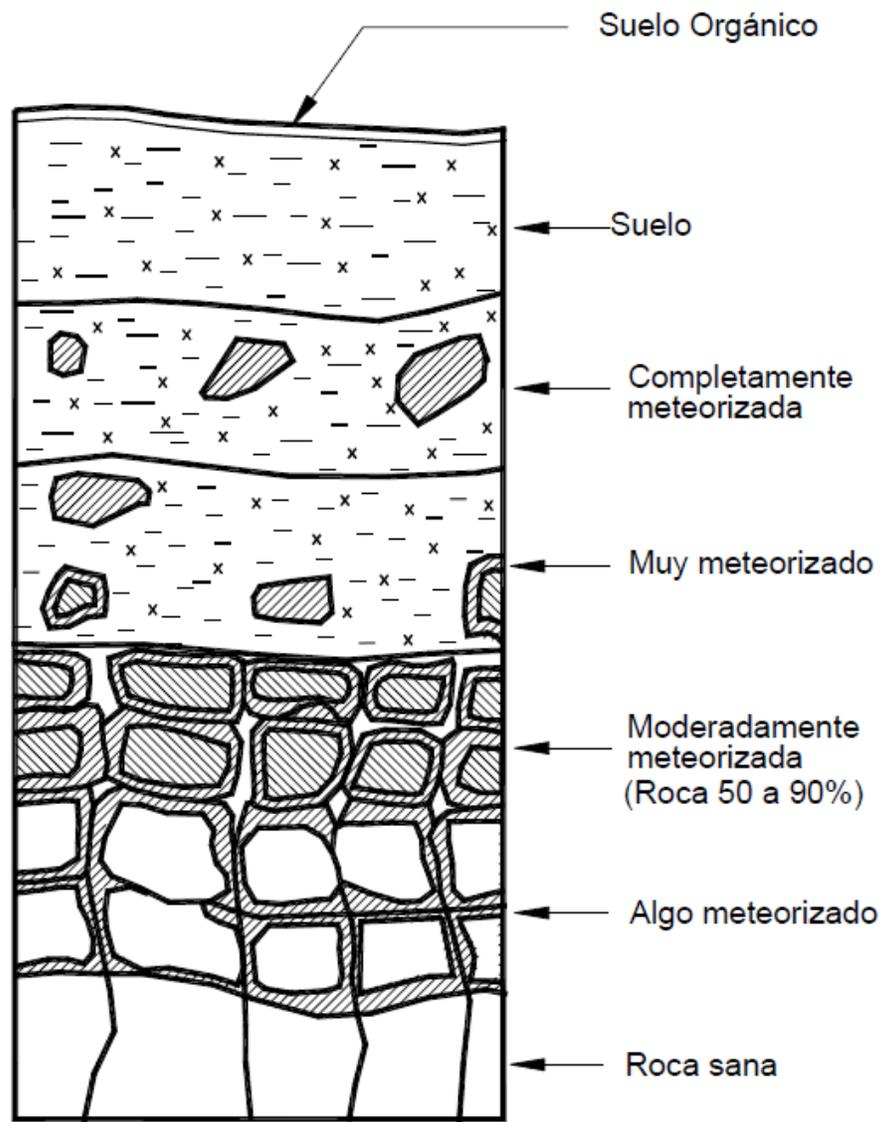
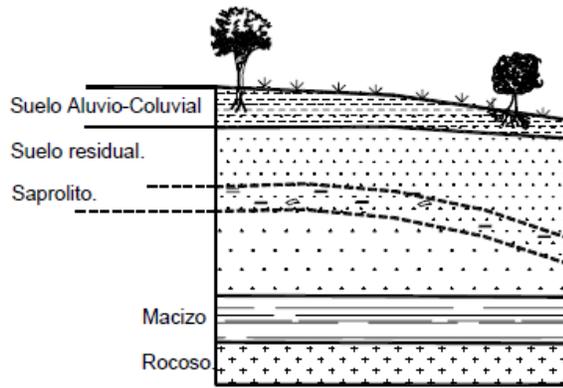
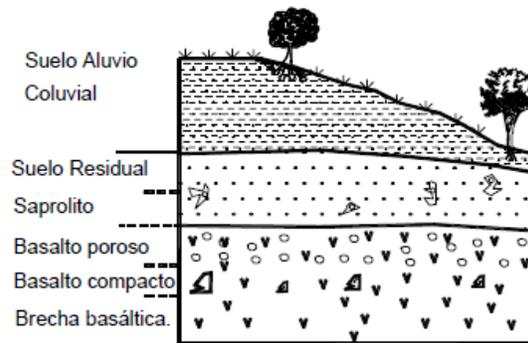


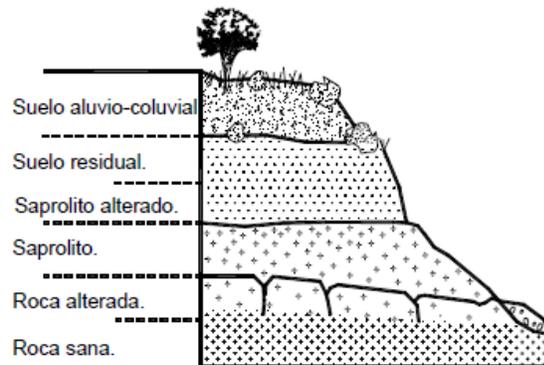
Figura 12. Perfiles de meteorización, Adaptado de Bogos ⁴⁷



A. Rocas sedimentarias arenosas



B. Rocas Basálticas



C. Rocas Graníticas

5. MÉTODOS GEOFÍSICOS

5.1. REFRACCIÓN SÍSMICA Y TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La exploración sísmica es una de las técnicas más usadas en los métodos geofísicos de exploración ya que en combinación con otros datos geofísicos, estudios geológicos y de pozos de sondeo, proporciona información precisa sobre la estructura y distribución de diversos tipos de rocas en el subsuelo⁴⁸.

La técnica básica de exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas a partir de una fuente móvil y controlada, estas ondas viajan a través de diferentes medios que componen el subsuelo en donde son reflejadas y refractadas hacia la superficie⁴⁹. El movimiento producido por la propagación de las ondas, es detectado por un arreglo de geófonos colocados sobre la superficie. Los geófonos convierten el movimiento en diferencias de voltaje las cuales son almacenadas por instrumentos electrónicos especializados como los sismógrafos.

En general existen tres tipos de fuentes: las de impacto como son los martillos o la caída de objetos pesados; las impulsivas, dentro de las cuales se encuentran los explosivos y las pistolas de aire, y las fuentes vibratorias, como lo son los camiones vibroseis. La selección de la fuente apropiada para un estudio depende principalmente de los objetivos a explorar y la profundidad de interés.

⁴⁸ SHERIFF Robert E. *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2002.

⁴⁹ QUIROZ Christhofer. "Estudio geofísico por el método de refracción sísmica, MASW 1D, MASW 2D Y MAM para el diseño estructural del Puente Cantuta–Región de Junín". En: (2020).

El tiempo transcurrido entre el instante en que la fuente fue disparada y la llegada de los primeros arribos, de las ondas P y S hasta los detectores, es utilizado para determinar la naturaleza de las distintas capas que componen el subsuelo ya que este tiempo de viaje depende de las propiedades de las rocas y de la posición de las capas. Un buen almacenamiento y adecuado procesamiento de los datos permite realizar un análisis detallado de la amplitud, frecuencia y formas de onda sísmica.

La información obtenida a partir de este análisis es usada para desarrollar imágenes de las estructuras del subsuelo y conocer las propiedades elásticas de los materiales presentes en las distintas capas.

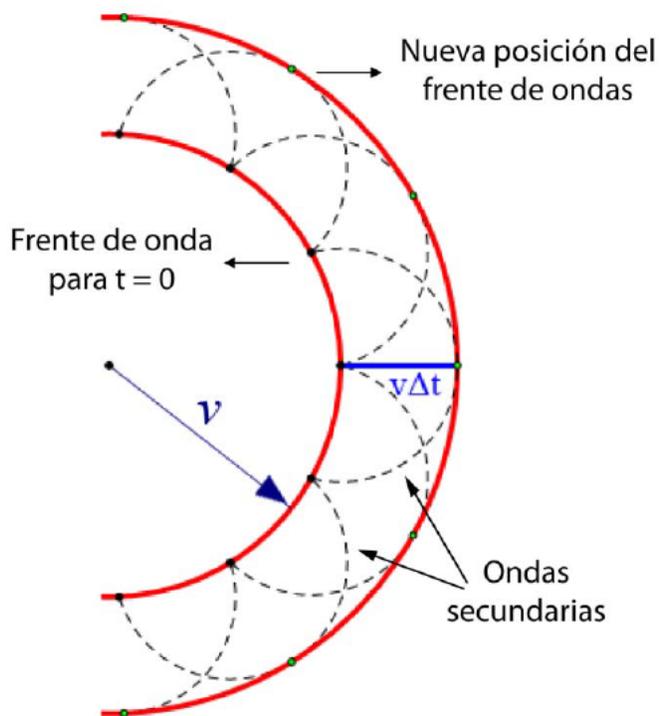
5.1.1. Fundamentos Físicos Cuando un esfuerzo es aplicado a un medio elástico o cuando un esfuerzo es liberado repentinamente dentro de un medio, la energía mecánica correspondiente se propaga hacia el exterior como una onda elástica⁵⁰. Las ondas sísmicas son ondas elásticas que atraviesan un medio que puede ser o no homogéneo y por lo tanto es posible estudiarlas bajo los mismos conceptos y principios que rigen la propagación del movimiento ondulatorio.

Frente de Onda Se conoce como frente de onda a la superficie imaginaria que une a todos los puntos en el espacio que se excitan por una onda que se propaga a través del medio, ver Fig. 13. La línea perpendicular a un frente de onda en cualquier punto se denomina rayo, siendo también la dirección de propagación de la onda en ese instante.

⁵⁰ TELFORD William Murray y col. *Applied geophysics*. Vol. 1. Cambridge University Press, 1990.

Principio de Huygens De acuerdo con este principio, todos los puntos de un frente de onda se pueden considerar como centros emisores de ondas esféricas secundarias, las cuales viajan radialmente hacia el exterior desde los puntos emisores, ver Fig 13. Después de un tiempo t la nueva posición del frente de onda será la superficie tangencial a esas ondas secundarias.

Figura 13. Propagación de una onda esférica a través de un medio homogéneo, de acuerdo con la construcción geométrica de Huygens Adaptado de Bogos.



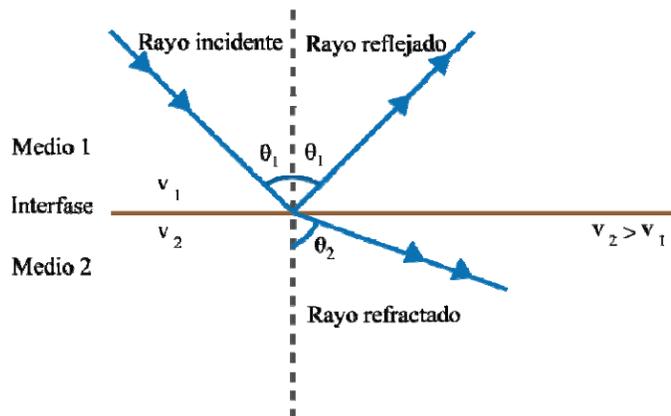
Ley de Snell Cuando un frente de onda incide sobre una interfase entre dos medios con diferentes propiedades elásticas (densidad, rigidez, incompresibilidad, etc.), parte de la energía es reflejada dentro del medio original, y parte de la energía

es transmitida dentro del segundo medio.

En la interfase, el frente de onda transmitido sufre un cambio en la dirección de propagación, es decir, se refracta. Las relaciones que existen entre las direcciones del frente de onda en cada medio son descritas por la Ley de Snell⁵¹.

Esta ley es una consecuencia del principio de Fermat⁵², aunque fue descubierta primero en forma experimental, establece que una onda que atraviesa el límite entre dos medios con velocidades v_1 y v_2 , como se muestra en la Fig. 14,

Figura 14. Rayos reflejados y refractados asociados con un rayo que incide oblicuamente sobre una interfase entre dos medios con propiedades elásticas distintas, Adaptado de Bogos⁵³



Se refracta de tal forma que:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{v_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{v_2} \quad (1)$$

⁵¹ C Hewitt DIX. "Seismic velocities from surface measurements". En: *Geophysics* 20.1 (1955), págs. 68-86.

⁵² HERRERA Cuartas. "Refracciones y reflexiones simultáneas en estimación de velocidades mediante tomografía basada en rayos." En: *Revista EIA* 17.33 (2020).

En donde θ_1 y θ_2 son los ángulos entre la normal a la interfase y los rayos en el medio con velocidades v_1 y v_2 .

Refracción Crítica Cuando la velocidad es mucho mayor en el medio inferior existe un ángulo de incidencia conocido como ángulo crítico, para el cual el ángulo de refracción es 90° . Esto da lugar a que el rayo refractado críticamente viaje a lo largo de la interfase, a la velocidad más alta, en este caso la del medio inferior v_2 . El ángulo crítico está dado por:

$$\frac{\text{sen}\theta_c}{v_1} = \frac{\text{sen}90^\circ}{v_2} = \frac{1}{v_2} \quad (2)$$

Por lo que:

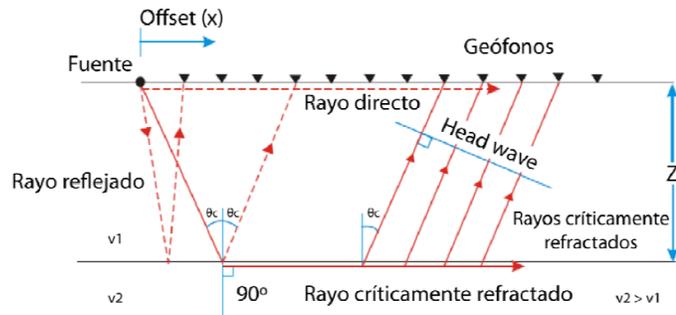
$$\Theta_c = \text{sen}^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \quad (3)$$

Para cualquier ángulo de incidencia mayor que θ_c , se deduce que no existe un rayo refractado en el segundo medio y por consecuencia tampoco existe un rayo que penetre en ese medio. Toda la energía que incide con ese ángulo θ_c se refleja, y para ángulos mayores que el ángulo crítico tendremos reflexión total interna.

Head wave El paso del rayo crítico refractado a lo largo de la superficie superior de la capa inferior causa perturbación en esa capa que viaja hacia adelante a la velocidad v_2 , la cual es mayor que la velocidad de la capa superior v_1 . En la exploración sísmica esta onda es conocida como head wave, y pasa de un modo oblicuo a través de la capa superior hacia la superficie, como lo muestra la Fig. 15.

5.1.2. Método de Refracción Es el método geofísico más utilizado para obtener datos del subsuelo somero. En este método la fuente y los detectores se encuen-

Figura 15. Diagrama de las respectivas trayectorias tomadas por los rayos directo, reflejado y refractado a través de un medio homogéneo, Adaptado de Bogos⁵⁴



tran alineados en la superficie del terreno. Se obtienen registros de las ondas que viajan desde la fuente hasta los detectores a través del subsuelo siguiendo diversas trayectorias o caminos⁵⁵. En particular aquí interesan aquellas ondas que siguen la trayectoria de tiempo mínimo y que son las primeras que llegan a cada detector. Con ellas se dibuja un gráfico donde las abscisas son distancias desde la fuente hasta cada detector y el eje de las ordenadas son los respectivos tiempos de primera llegada. Este gráfico se denomina gráfico tiempo-distancia, y las curvas representadas son las dromocrónicas, ver Fig. 17.

En principio, a partir de este gráfico es posible calcular el perfil de espesores y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas primarias de cada estrato en el subsuelo.

5.1.3. Interpretación de Refracción Sísmica - Curva Tiempo - Distancia

El análisis consiste en identificar los primeros arribos de las ondas compresionales

⁵⁵ SILVA Maria Amélia y col. "Determination of geotechnical properties by using seismic refraction velocities. A case study in Luanda (Angola)". En: *Boletín de Geología* 40.2 (2018), págs. 101-112.

(Vp) a cada geófono y calcular, con ellos un modelo de velocidades de las diferentes capas del subsuelo a lo largo del tendido de geófonos por las que la energía generada haya viajado⁵⁶.

La curva tiempo-distancia se traza con los tiempos de los primeros arribos de las ondas P a cada uno de los sensores (geófonos) y la distancia de cada sensor al punto de disparo. Los tiempos de llegada se pueden leer directamente de los registros transferidos en la computadora de la unidad de adquisición a través del paquete integral de computación SeisImager/2DTM⁵⁷. Con la colocación de los puntos de disparo se puede obtener información más detallada del subsuelo. Estos tiros pueden ser:

- Tiro de ida, donde el punto de disparo está en un extremo del tendido a una distancia conocida.
- Tiro de regreso, el punto de disparo está al otro extremo del tendido.
- Tiro al centro, el punto de disparo es colocado en el centro del tendido.

Las curvas de diferentes disparos (Ida, regreso, centro) de un mismo tendido, se dibujan en una misma gráfica, ver Fig 17.

⁵⁶ N TERENCE Edgar, John I Ewing y John Hennion. "Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea". En: *AAPG Bulletin* 55.6 (1971), págs. 833-870.

⁵⁷ ZEYEN Hermann y col. "Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France)". En: *Tectonophysics* 275.1-3 (1997), págs. 99-117.

Figura 16. Ejemplo de registros del levantamiento de refracción⁵⁸

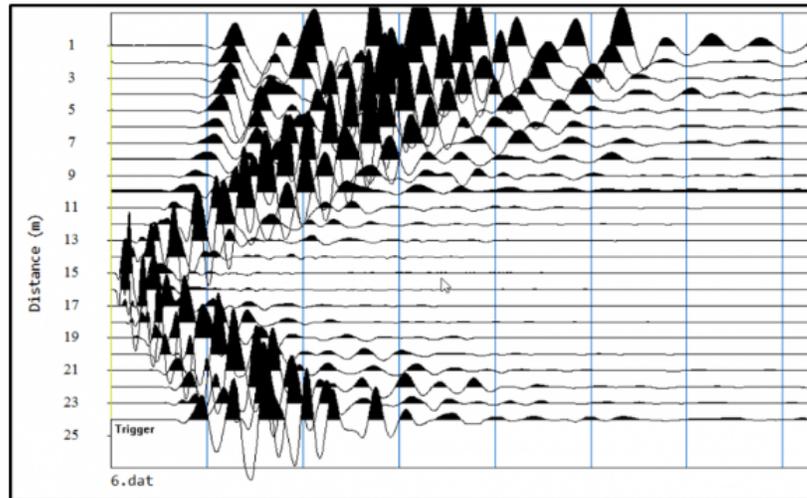
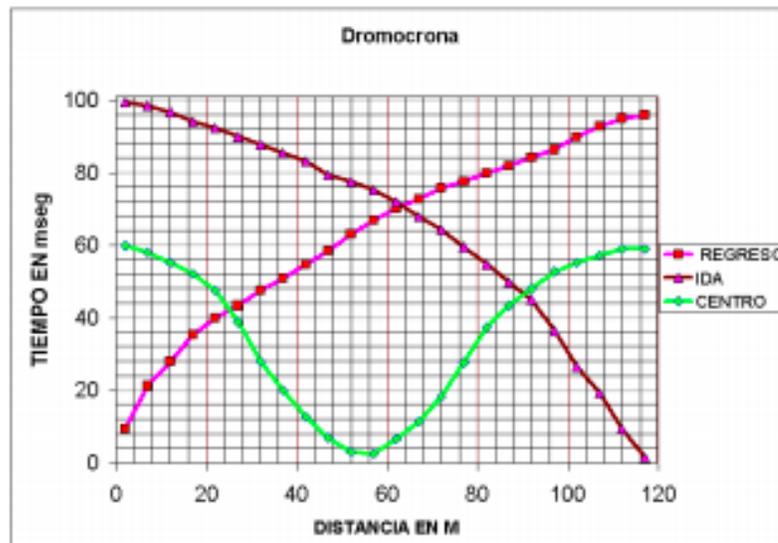
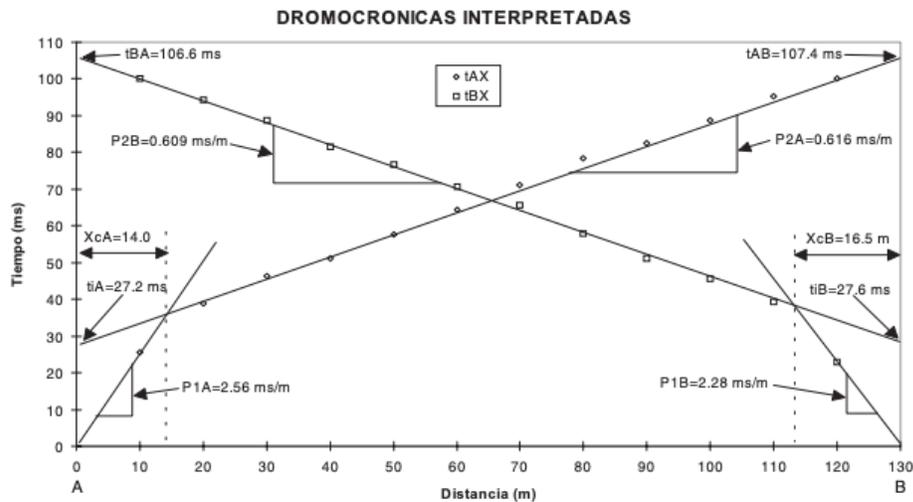


Figura 17. Ejemplo de curva tiempo - distancia en adquisición sísmica⁵⁹



5.1.4. Cálculo de Velocidades y Espesores Primero se grafican las dromocrónicas con los tiempos del primer arribo⁶⁰. Luego se identifican las alineaciones de puntos en las dromocrónicas correspondientes a las ondas directas para así trazar rectas de ajuste en cada alineación, como se muestra en la Fig 18

Figura 18. Dromocrónicas de tiempos de primera llegada interpretadas, en las que se ajustan los puntos de las ondas directas mediante rectas.⁶¹



A continuación se miden en las dromocrónicas los siguientes parámetros:

- P1A: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda directa con fuente en A
- P1B: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda directa con fuente en B
- P2A: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda

⁶⁰ DOBRIN Milton Burnett Savit. *Introduction to geophysical prospecting*. Vol. 4. McGraw-hill New York, 1960.

cónica con fuente en A

- P2B: pendiente de la recta de ajuste de los tiempos de llegada de la onda cónica con fuente en B
- tiA: tiempo de intercepto de la recta de ajuste de la onda cónica con fuente en A
- tiB: tiempo de intercepto de la recta de ajuste de la onda cónica con fuente en A
- tAB: tiempo total de la onda cónica con fuente en A
- tBA: tiempo total de la onda cónica con fuente en B

Finalmente con estos tiempos de arribo y usando el software seisimager que se basa en un trazado de rayos se realiza la inversión de las curvas y se encuentra la forma de los refractores y las velocidades de las diferentes capas.

5.1.5. Velocidades de onda P en diferentes medios Las rocas y sedimentos no suelen ser materiales homogéneos, sino que son agregados de diferentes minerales, con espacios porosos de forma variable, llenos de fluidos como agua o aire, fracturas y microfracturas de diversas formas y orientaciones⁶².

El parámetro físico utilizado durante los estudios de exploración sísmica, es la velocidad a la cual se propaga la energía de las ondas sísmicas a través de las distintas unidades geológicas que componen el subsuelo, ver tabla 1. En el método de refracción sísmica la velocidad a la que se propaga la energía de la onda P es la más

⁶² OLLONA Allue Javier. "Integración de metodologías geofísicas para la caracterización geológico-geotécnica del terreno". En: (2014).

importante así como también es la base de la interpretación y modelación de datos sísmicos de refracción⁶³. En la tabla 1 se observan los valores de velocidad de onda P para diferentes medios.

Tabla 1. Valores de velocidades de onda P en diferentes medios⁶⁴

Medio	Vp (m/s)
Aire	330
Agua	1450 a 1530
Petróleo	1300 a 1400
Suelo	100 a 500
Arena	200 a 2000
Arena saturada de agua	1500 a 2000
Arena y grava (cerca de la superficie)	400 a 2300
Arena y grava (2 km de profundidad)	3000 a 3500
Aluvión de llanura de inundación	1800 a 2200
Sedimentos cuaternarios	1500 a 4900
Arenisca	1400 a 4500
Caliza suave	1700 a 4200
Caliza dura	2800 a 7000
Dolomitas	2500 a 6500
Anhidrita	3500 a 5500
Lutitas	2000 a 4100
Granitos	4600 a 6200
Basalto	5500 a 6500
Gabro	5500 a 6500
Sal	4000 a 5500
Concreto	3000 a 3500

⁶³ M CERRADA y col. "Velocidades de las ondas p y s de la ciudad de Merida Venezuela, a partir de sísmica de refracción". En: *GEOMINAS* 38.51 (2010), pág. 7.

5.2. TOMOGRAFÍA DE REFRACCIÓN SÍSMICA

El termino tomografía fue usado primero en el campo de la medicina para realizar imágenes de tejido humano usando Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y otras mediciones físicas.

En la exploración sísmica se ha utilizado para la reconstrucción del campo de velocidades del subsuelo mediante el análisis de los tiempos de viaje medidos.

Sin embargo, el método de imágenes sísmicas fue desarrollado independientemente del utilizado por la comunidad médica, y de hecho se llamaba originalmente “inversión 3-D” método utilizado por la comunidad sismológica hasta principios de los años 80’s, cuando las técnicas algebraicas de matriz iterativa usadas en la tomografía medica fueron introducidas en el campo de la geofísica.

Los métodos de inversión se pueden denominar como técnicas de reconstrucción de tomografía de los que han encontrado varias aplicaciones en el campo de la exploración sísmica⁶⁵. La aplicación más común de estas técnicas ha sido la inversión de la velocidad usando los tiempos de viaje de los rayos sísmicos, obtenidos a partir de mediciones de pozo a pozo o de pozo a superficie.

El método de inversión de tomografía se utiliza para conocer los contrastes de velocidad de una forma gradual, o cuando se requiere conocer las variaciones de velocidad horizontales por ejemplo en áreas de compactación o zona de fallas⁶⁶ y

⁶⁵ DJ WHITE. “Two-dimensional seismic refraction tomography”. En: *Geophysical Journal International* 97.2 (1989), págs. 223-245.

⁶⁶ SHEMANG Loago N. “DC resistivity and seismic refraction survey across the SE margin of Lake Ngami, NW Botswana”. En: *Acta Geophysica* 57.3 (2009), págs. 728-742.

en condiciones en las cuales la topografía debido a su complejidad dificulta la interpretación. Esta técnica también puede ser utilizada para aumentar la resolución de estructuras localizadas bajo el subsuelo e incrementar la resolución de la velocidad de dichas estructuras, proporcionándonos en ambos casos imágenes en dos y tres dimensiones.

Existen varias técnicas que permiten realizar la reconstrucción de tomografía, tales como la técnica de reconstrucción algebraica (ART) por sus siglas en inglés y la técnica de reconstrucción simultánea (SIRT) también por sus siglas en inglés, ambas son utilizadas comúnmente para realizar la inversión de la velocidad usando los tiempos de viaje empleados por los rayos sísmicos al atravesar las distintas unidades geológicas que componen el subsuelo.

En este proyecto de investigación se utilizó la inversión de tomografía no lineal junto con la técnica de reconstrucción simultánea (SIRT), las cuales se encuentra incluidas dentro del software Seisimager v2.0, software que se utilizó para procesar y modelar los datos sísmicos adquiridos en el caso de estudio del abanico aluvial en Mogotes - Santander, mediante el método de tomografía de refracción sísmica.

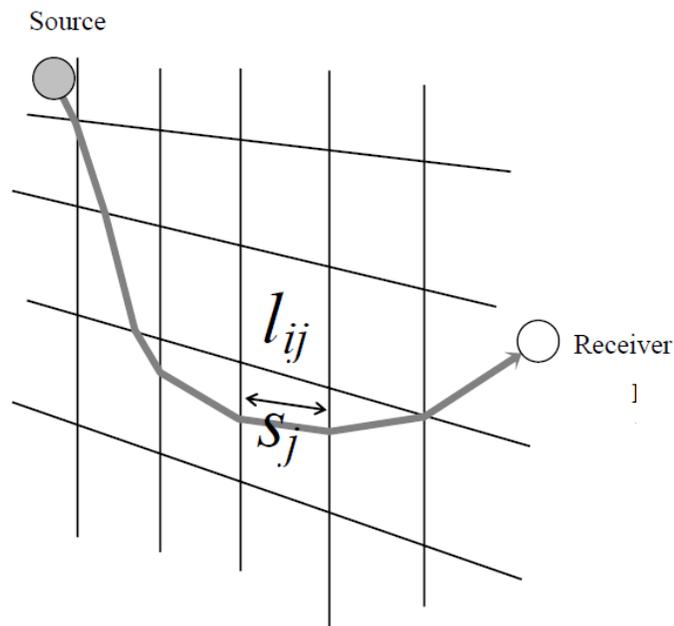
Este método involucra también la creación de un modelo de velocidad inicial, e iterativamente rastrea los rayos a través del modelo, mediante la técnica de reconstrucción simultánea iterativa, comparando el tiempo de viaje calculado con el tiempo de viaje observado, modificando el modelo, y repitiendo el proceso hasta que la diferencia entre los tiempos calculados y observados se minimice⁶⁷, mediante el criterio de error RMSE (Root Mean Square Error) el cual es una medición frecuentemente usa-

⁶⁷ MASON IM. "Algebraic reconstruction of a two-dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Thoresby colliery". En: *Geophysics* 46.3 (1981), págs. 298-308.

da en el cálculo de la diferencia entre valores predichos por un modelo y los valores en realidad observados del parámetro o propiedad física que está siendo modelada o estimada, estas diferencias individuales también son llamadas residuales.

El objetivo principal de la técnica de reconstrucción incluida en el software Seisimager/2D v2.0 es encontrar el tiempo de viaje mínimo entre la fuente y el receptor para cada par fuente-receptor, ver Fig 19. Esto se logra resolviendo el sistema de ecuaciones para l (el patrón de rayos) y para s (la velocidad inversa o "lentitud"). Dado que nosotros no conocemos la geometría del subsuelo se establece un método de aproximación por mínimos cuadrados.

Figura 19. Tomografía de tiempos de viaje y trayectoria de rayo entre la fuente y el receptor⁶⁸



Describiendo de forma general el desarrollo matemático del cuál se obtiene el vector solución de los tiempos de viaje en la inversión de tomografía de refracción sísmica,

para los modelo de dos capas, se tiene que:

$$s = \frac{1}{v} \quad (4)$$

donde:

- s = lentitud
- v = velocidad
- $l_{i,j}$ = trayectoria

El tiempo de viaje se calcularía a partir de una integral de línea:

$$t_i = \int_x \frac{dX}{v(X)} = \int_x S(X)dX \quad (5)$$

En forma discreta:

$$t_i = s_1 l_{i1} + s_2 l_{i2} + s_3 l_{i3} + s_4 l_{i4} + \dots + s_N l_{iN} \quad (6)$$

Separando en M ecuaciones simultáneas, una por cada tiempo de viaje y N incognitas, obtenemos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$t_1 = l_{11}s_1 + l_{12}s_2 + \dots + l_{1N}s_N$$

$$t_2 = l_{21}s_1 + l_{22}s_2 + \dots + l_{2N}s_N$$

$$t_3 = l_{31}s_1 + l_{32}s_2 + \dots + l_{3N}s_N$$

.

.

.

$$t_M = l_{M1}s_1 + l_{M2}s_2 + \dots + l_{MN}s_N$$

En forma matricial queda representado de la siguiente forma:

$$LS = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdot & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \cdot & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \cdot & l_{3N} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ l_{M1} & l_{M2} & \cdot & l_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \cdot \\ s_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ t_M \end{pmatrix} = T \quad (7)$$

Se obtiene la ecuación aproximada para el cálculo de los tiempos de viaje. El primer término representa el parámetro de rayos que multiplica al modelo dando como resultado la matriz unidimensional de los tiempos.

6. METODOLOGÍA DE ADQUISICIÓN E INVERSIÓN GEOFÍSICA

6.1. PRE-CAMPO

Con el fin de seleccionar los puntos de adquisición para realizar la técnica de refracción sísmica, se realizó una salida pre-campo en el primer trimestre del año 2019, época en la que se presenta menor volumen de agua precipitada según el esquema de ordenamiento territorial del municipio. Consistió en 3 días de observación e identificación de las zonas donde se realizarían las adquisiciones. Se establecieron criterios como; accesibilidad a los lugares donde se ubicarían las líneas sísmicas, permisos de ingreso a las fincas seleccionadas para la toma de datos, seguridad física de los equipos de geofísica y de todo el personal de trabajo, el nivel de observación en sitios donde la topografía fuera plana y no menor a un área de $10.000\ m^2$ para poder realizar el diseño de 2 líneas ortogonales en dirección NW-SE y SW-NE, este diseño se escogió puesto que se observaron pequeños depósitos superpuestos sobre el abanico, contribuyendo aparentemente en el espesor del suelo no consolidado para la orientación SW-NE.

6.2. TRABAJO EN CAMPO

La adquisición geofísica en Mogotes - Santander se llevó a cabo al principio del mes de Marzo del 2019, se utilizó un sismógrafo de 48 canales, ABEM Terraloc Pro 2, 24 geófonos verticales de 10 Hz, ver Fig 20, un martillo de 8 Kg, cableado y equipo menor.

El estudio de refracción sísmica se realizó en 6 zonas diferentes, abarcando la mayor parte del área del abanico (zona del Ápice, Media y Distal), ver Fig 22. Se ad-

quirieron dos líneas ortogonales por punto, es decir 12 líneas sísmicas en total en dirección NW-SE y SW-NE, con una longitud de 100 m a 140 m cada una en dirección paralela al eje del abanico y la otra transversal a esta, ver Fig 21. La orientación fue escogida de esta forma con el fin de obtener el espesor del suelo no-consolidado en las dos direcciones, y observar si posiblemente en la dirección de las líneas con orientación SW - NE existía contribución de pequeños depósitos sobre el abanico más grande.

Figura 20. Sismógrafo Abem Terraloc - Equipo utilizado en campo para la adquisición sísmica (Manual del equipo)



El primer paso en el proceso de adquisición sísmica, consistió en ubicar la posición adecuada de cada perfil con ayuda de un GPS y una brújula para verificar su orientación geográfica. El segundo paso, consistió en conectar el cable sísmico y el trigger al sismógrafo. Se revisó que el trigger funcionara de manera adecuada, realizando un pequeño impacto sobre el terreno y corroborando en la pantalla del sismógrafo que cada una de las trazas de los geófonos registraran actividad de manera adecuada, una vez terminada dicha prueba se procedió a realizar la adquisición de datos

Figura 21. Líneas ortogonales en dirección NW-SE y SW-NE (tomado de Google Earth)



en cada uno de los perfiles sísmicos presentados en este trabajo. La fuente utilizada para generar de manera puntual la energía sísmica consistió en un martillo o porra de 8 kg, el cual se hizo incidir de manera vertical sobre una placa de poliestireno acoplada al terreno. Se pusieron entre cinco a siete fuentes, dos se ubicaron en los extremos de las líneas y 3 distribuidas simétricamente a lo largo del perfil sísmico. Por cada fuente se apilaron de a 5 disparos. La Fig. 23 muestra el esquema de adquisición a realizar en campo y la Fig. 24 muestra el tendido sísmico ya realizado en campo y la tabla 2, muestra las longitudes y características geométricas de los perfiles .

6.3. Procesamiento de datos

Para el procesamiento de los sismogramas de cada uno de los perfiles sísmicos adquiridos durante los estudios de refracción se empleó el paquete de computación SeisImager/2DTM. Este programa consta de dos módulos, el primero se lla-

Figura 22. [A] Mapa de Mogotes - Santander con los 6 puntos de adquisición sísmica (tomado de Google Earth) [B] Morfología de un abanico aluvial.⁶⁹

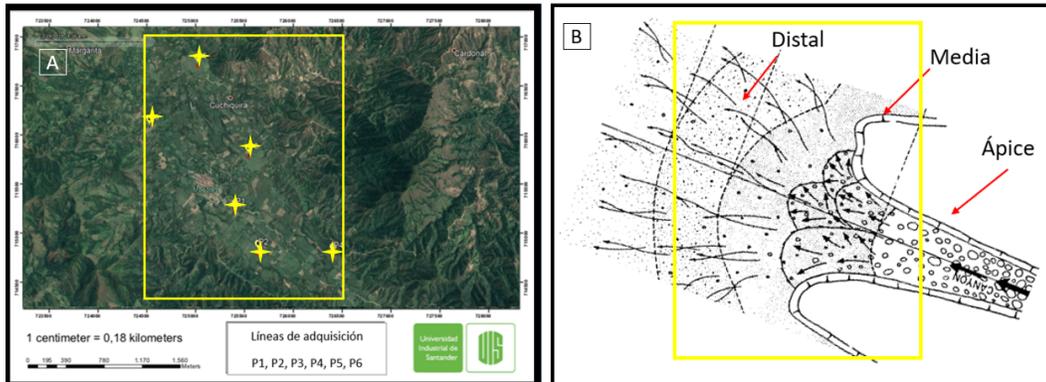


Figura 23. Tendido de refracción sísmica en campo

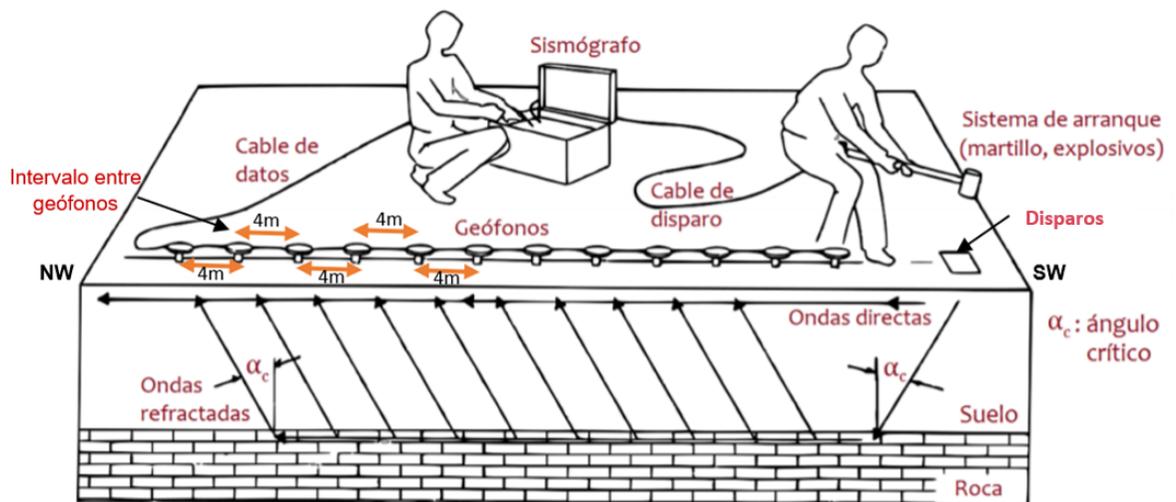
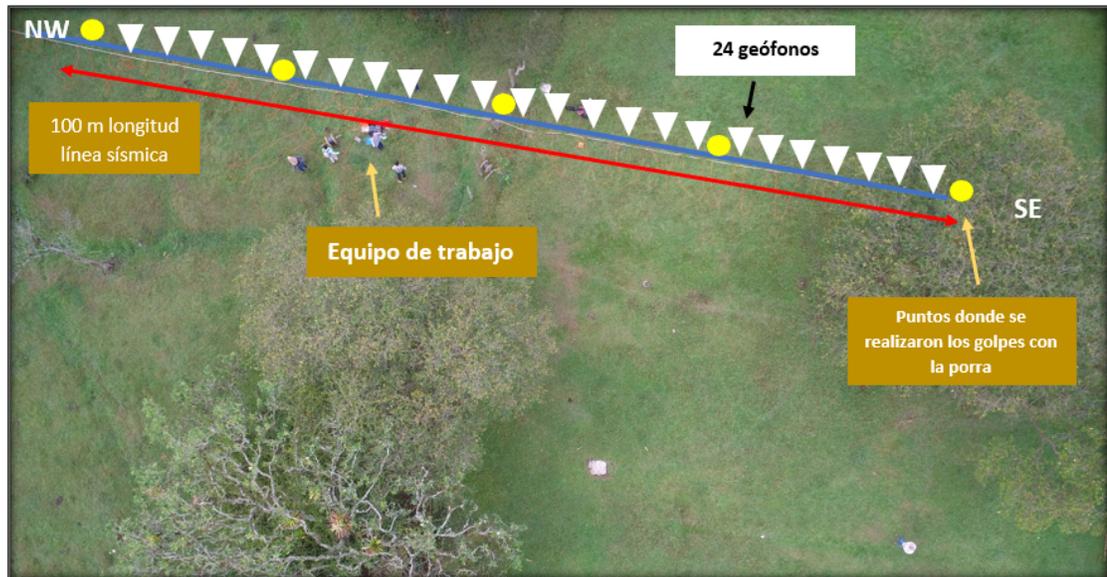


Figura 24. Diseño en campo de refracción sísmica. Los puntos amarillos representan la ubicación de los golpes realizados con la fuente (porra) (Foto tomada por el autor).



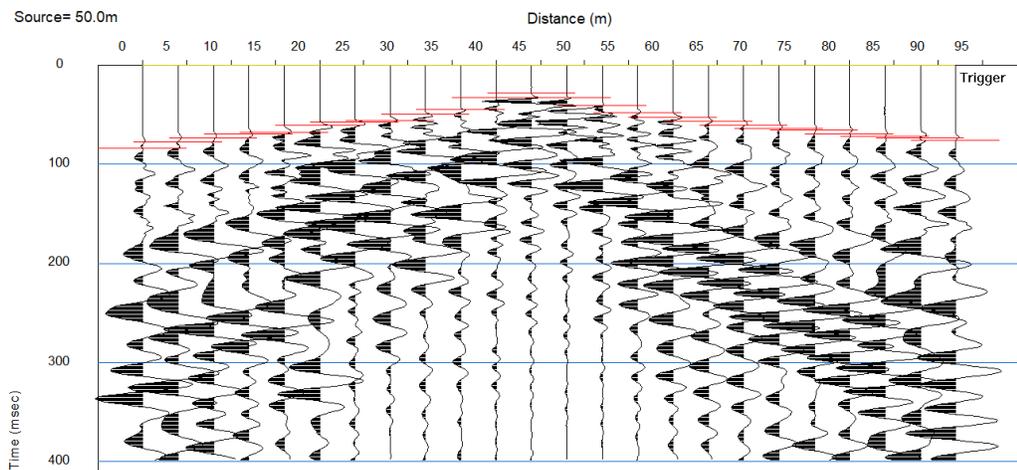
ma Pick First Breaks or Dispersion Curves (PickwinTM) como su nombre lo indica se utiliza para marcar los primeros arribos, el segundo se llama Refraction Análisis (PlotrefaTM) que es el programa de análisis principal, de modelado e interpretación.

6.3.1. Módulo de Pickwin El objetivo principal del software Pickwin es identificar los primeros arribos en cada una de las trazas de los sismogramas ver Fig. 25, almacena y guarda en un archivo para su posterior entrada al programa de análisis, Plotrefa. Este módulo contiene múltiples aplicaciones y comandos que permiten poner en marcha la fase inicial del procesamiento de datos sísmicos, tales como la disposición geométrica correcta del tendido de adquisición, realiza filtrado de las señales y la disminución o aumento de la ganancia en la traza sísmica.

Tabla 2. Características geométricas de los perfiles sísmicos realizados en el abanico aluvial.

Localidad del Abanico	N° de perfil	Orientación	Longitud [m]	Intervalo entre geófono [m]	Número de fuentes
Media Punto 1	Perfil 1	NW	100	4	5
Media Punto 1	Perfil 2	SW	100	4	5
Ápice Punto 2	Perfil 3	NW	144	6	7
Ápice Punto 2	Perfil 4	SW	144	6	7
Media Punto 3	Perfil 5	NW	144	6	7
Media Punto 3	Perfil 6	SW	144	6	7
Ápice Punto 4	Perfil 7	NW	100	4	5
Ápice Punto 4	Perfil 8	SW	100	4	5
Distal Punto 5	Perfil 9	NW	125	5	7
Distal Punto 5	Perfil 10	SW	125	5	7
Distal Punto 6	Perfil 11	NW	100	4	5
Distal Punto 6	Perfil 12	SW	100	4	5

Figura 25. Ejemplo de un sismograma y la selección de los primeros arribos, obtenido en el punto 6 localizado en las afueras de Mogotes - orientación NW



6.3.2. Módulo Plotrefa Plotrefa es el módulo de interpretación de SeisImager/2DTM, toma el archivo de salida de Pickwin, y mediante la aplicación de una de las siguientes técnicas de interpretación: Time-term por mínimos cuadrados, tiempo de retraso (recíproco) o inversión de tomografía se genera una sección transversal de veloci-

dades⁷⁰.

En este módulo se lleva a cabo el análisis de las curvas tiempo de viaje - distancia, es decir, se hace la asignación de las capas sobre las curvas, teniendo en cuenta los cambios de pendiente, con sus respectivas velocidades, ver Fig 26; posteriormente se aplica el método de inversión de tomografía, el cual genera un modelo inicial que contiene los parámetros de velocidad máxima, velocidad mínima y elevación promedio de la superficie del modelo a generarse.

Por último se aplica el cálculo de inversión, con lo cual se genera un modelo de variaciones de velocidades mediante un gradiente suavizado, para así obtener un modelo de capas, según lo observado en las curvas de tiempo - distancia, del cual se extraen finalmente los datos de profundidad de cada horizonte o superficie refractora, en la ubicación de cada geófono.

El análisis realizado con los módulos de Pickwin y Plotrefa a los datos obtenidos en la adquisición en campo de refracción sísmica se resume en el siguiente diagrama ver Fig. 27.

⁷⁰ Geometrics Inc. *SeisImager/SWTM Manual*. 2009.

Figura 26. Ejemplo de una gráfica de tiempo vs offset y asignación de 2 capas para el perfil 4 al SW del depósito aluvial.

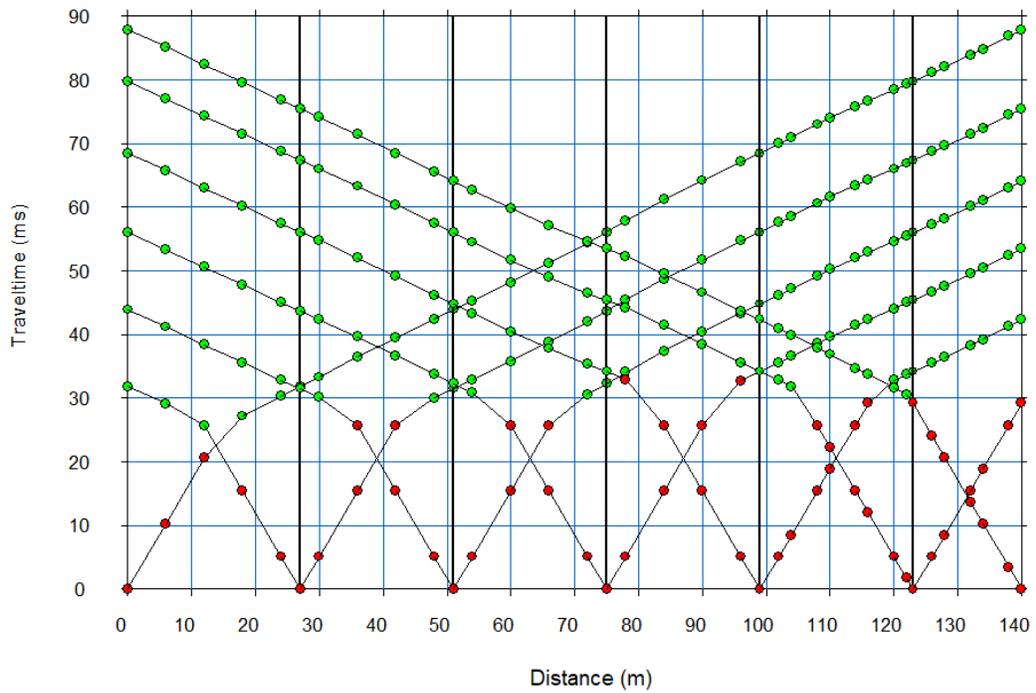
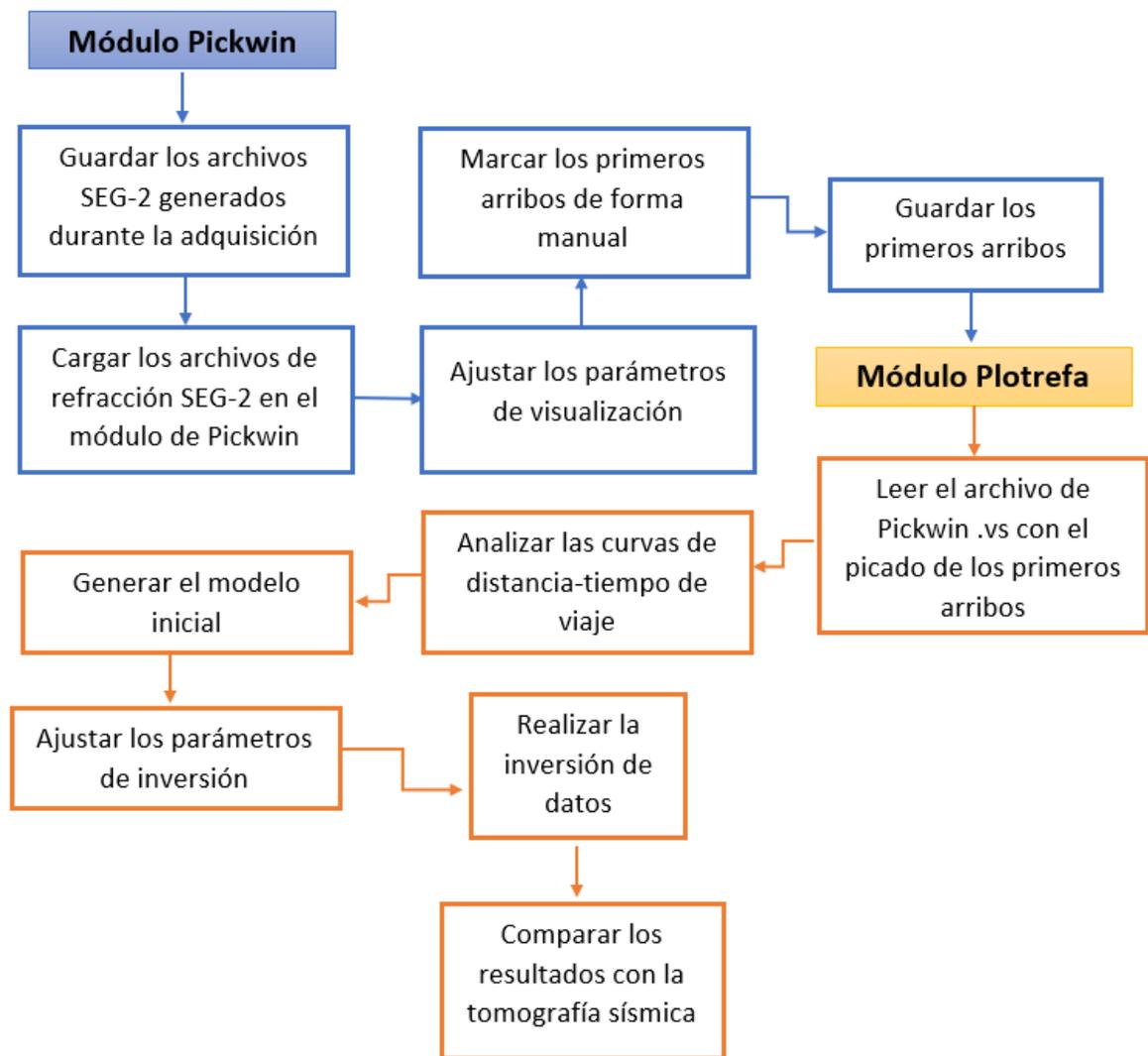


Figura 27. Paso a paso del procesamiento, análisis y modelado de los datos refracción sísmica y tomografía de refracción sísmica ⁷¹



7. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

A continuación se presentan los perfiles de velocidad sísmica obtenidos mediante el método de refracción e inversión de tomografía sísmica. En la Fig. 22 se observa el abanico aluvial de Mogotes con los 6 puntos de adquisición denotados como P1, P2, P3, P4, P5 y P6, cada uno de estos puntos contienen dos líneas sísmicas con orientación NW-SE y SW-NE. En este capítulo se mencionará cada punto con los dos perfiles correspondientes, con el propósito de mencionar los resultados obtenidos para cada una de las imágenes de refracción y de tomografía sísmica, ver tabla 3.

Tabla 3. Resultados de velocidad de onda P, espesores a partir de las refracciones sísmicas adquiridas en campo y el error cuadrático RMS.

Resultados de Refracción Sísmica						
Línea orientada al NW -SE				Línea orientada al SW - NE		
	Vp [m/s]	Espesor [m]	Error RMS [ms]	Vp [m/s]	Espesor [m]	Error RMS [ms]
Punto 1	Capa 1: 447 Capa 2: 1747	3 10 a 12	1,2	Capa 1: 416 Capa 2: 2209	5 a 7 7 a 13	1,2
Punto 2	Capa 1: 588 Capa 2: 1897	7 a 8 10 a 13	1,1	Capa 1: 582 Capa 2: 2063	6 a 8 12 a 15	1,1
Punto 3	Capa 1: 692 Capa 2: 1774	5 a 7 10 a 17	1,2	Capa 1: 504 Capa 2: 1544	2 a 7 10 a 15	1,2
Punto 4	Capa 1: 403 Capa 2: 1283	2 a 5 10 a 12	0,9	Capa 1: 630 Capa 2: 1197	1 a 5 6 a 10	0,9
Punto 5	Capa 1: 634 Capa 2: 1932	3 a 13 13 a 4 disminuye	1,5	Capa 1: 738 Capa 2: 2440	7 a 11 8 a 10	1,5
Punto 6	Capa 1: 372 Capa 2: 1639	5 a 6 10 a 15	0,9	Capa 1: 355 Capa 2: 1543	3 a 6 11 a 15	0,9

7.1. PERFILES DE VELOCIDAD

Las adquisiciones sísmicas se hicieron en el depósito aluvial, cuyo posible origen se relaciona con procesos de erosión fluvial y pluvial de rocas que van desde el Paleozoico (como las formaciones Floresta y Silgará y el Ortoneis) pasando por rocas ígneas del Jurásico (Cuarzomonzonita) y depósitos recientes como terrazas y cono de deyección (Qtz), ver Fig 1⁷².

Zona del Ápice en el Abanico - Punto 4 - Perfiles 4A y 4B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles adquiridos en el punto 4 se tomaron en la zona más proximal al ápice del abanico, localizándose cerca a la vía que comunica Mogotes con San Joaquin.

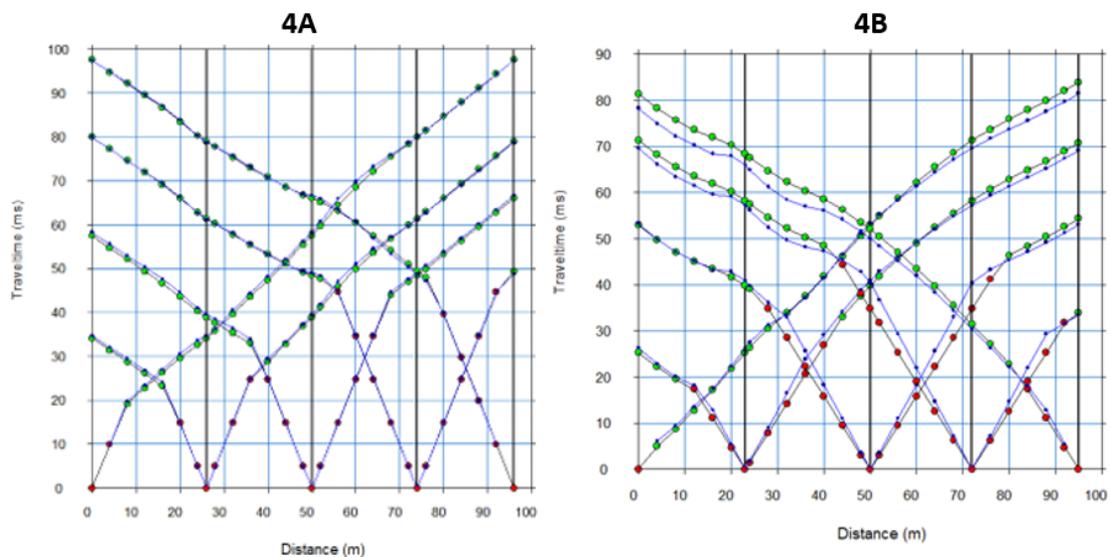
La Fig. 28 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 4A y 4B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas P, en una longitud de 100 m aproximadamente, donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 0.96 ms, estando dentro del rango de error teórico.

La capa 1 del perfil 4A cuyo resultado aparece en la Fig. 30, tiene una velocidad de 403 m/s y un espesor de la capa más superficial entre los 2 y 5 m de profundidad aproximadamente, aumentando hacia el SE. La segunda capa del perfil 4A muestra una velocidad de 1283 m/s y un espesor que se encuentra desde los 2 m en adelante aproximadamente.

⁷² SGC, ver n. 9.

En el perfil 4B, ver Fig. 30 la inversión del diagrama tiempo vs offset, muestra que la primera capa tiene una velocidad de 630 m/s y su espesor se encuentra desde los 0 m aproximadamente aumentando hacia el NE en la zona central del depósito con un espesor de 10 m aproximadamente y volviendo a disminuir en el extremo del perfil hacia el NE a unos 5 m de profundidad, encontrándose el mayor espesor en la zona central del perfil a los 50 y 70 m de longitud en la línea sísmica. La segunda capa en este perfil tiene una velocidad de 1197 m/s y un espesor que varía desde los 0 m hasta los 16 m en adelante aproximadamente. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 4A, separados aproximadamente 2 m, es decir estos perfiles no se cruzan, ver Fig. (29).

Figura 28. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 4A y 4B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos zonas



Tomografía Sísmica - Perfil 4A La tomografía de este perfil, ver Fig. 31 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1200 y 1300 m/s, mostrando también un aumento de velocidad en la zona SE a los 10 m

de profundidad aproximadamente.

Tomografía Sísmica - Perfil 4B La tomografía de este perfil, ver Fig. 31 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1250 y 1200 m/s.

Figura 29. Punto 4 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona del Ápice (Tomado de Google Earth).



Figura 30. Perfil 4A y 4B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.

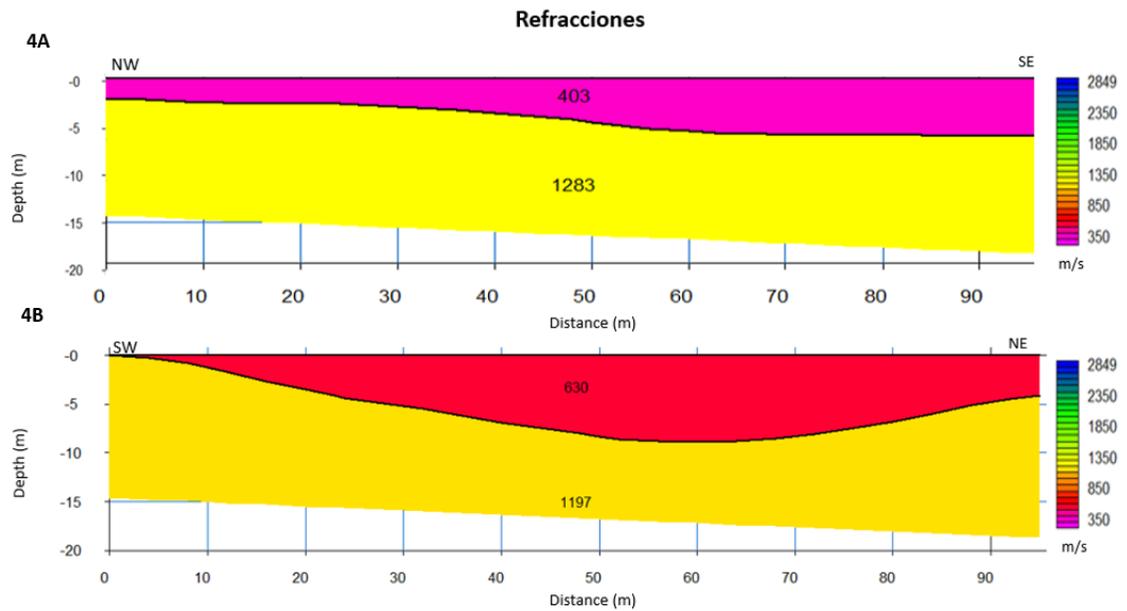
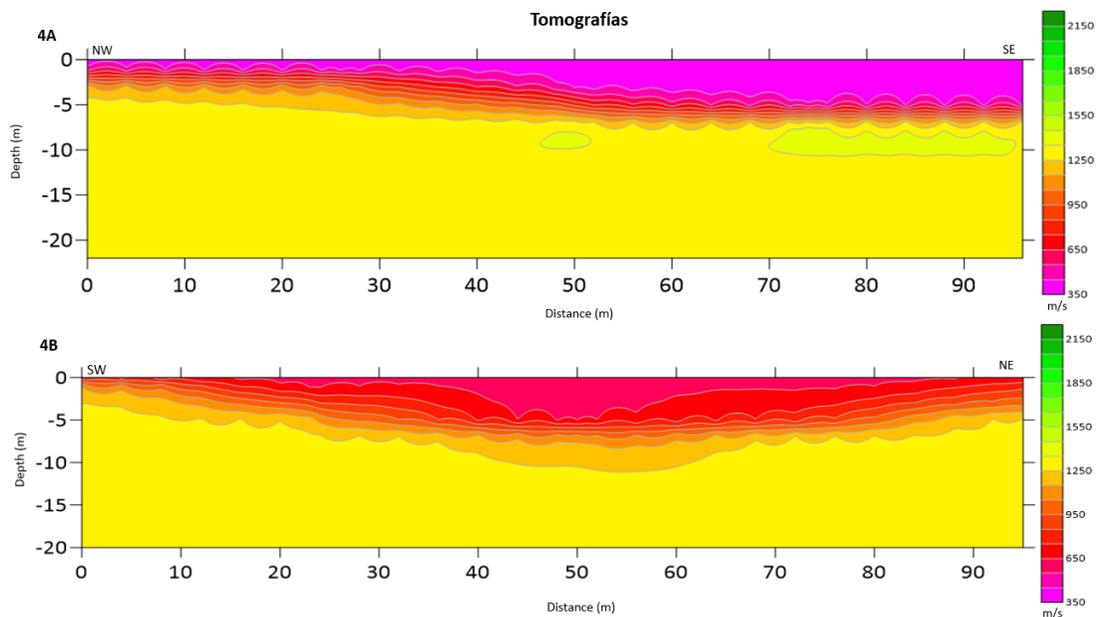


Figura 31. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 4A y 4B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 0.96 ms.



Zona del Ápice en el Abanico - Punto 2 - Perfiles 2A y 2B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles en el punto 2 fueron adquiridos cercanos al Ápice del depósito aluvial hacia el SW.

La Fig. 32 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 2A y 2B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas P medidos en una longitud de 140 m aproximadamente, donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 1.1 ms, estando dentro del rango de error teórico.

La capa 1 del perfil 2A, Fig. 34 tiene una velocidad de 588 m/s y un espesor entre los 7 y 8 m de profundidad aproximadamente. La segunda capa del perfil 2A muestra una velocidad de 1897 m/s y se encuentra aproximadamente desde los 8 m de profundidad en adelante.

En el perfil 2B, Fig. 34 la inversión del diagrama tiempo vs offset, muestra que la primera capa tiene una velocidad de 582 m/s, siendo esta la capa más superficial tiene un espesor entre 5 a 6 m de profundidad aproximadamente. La segunda capa en este perfil tiene una velocidad de 2063 m/s y un espesor que varía desde los 6 m en adelante aproximadamente. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 3, cruzándose los dos perfiles en la longitud de 24 m, ver Fig 33.

Figura 32. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 2A y 2B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas

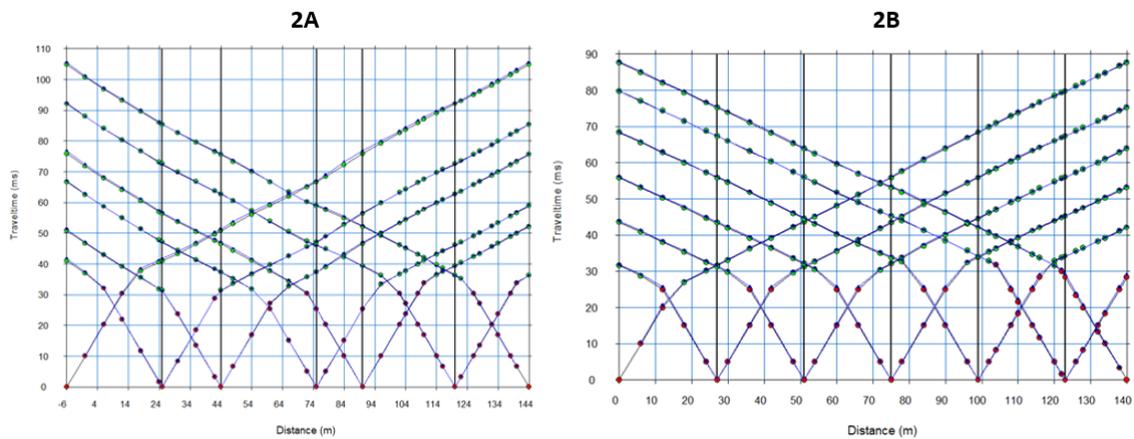


Figura 33. Punto 2 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona cercana al Ápice del abanico (Tomado de Google Earth).



Tomografía Sísmica - Perfil 2A La tomografía de este perfil, ver Fig. 35 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1200, 1500 y 2100 m/s. Se observa incremento en la velocidad respecto a la profundidad. En el capítulo de discusión se abordará la interpretación para todos los perfiles adquiridos.

Tomografía Sísmica - Perfil 2B La tomografía de este perfil, ver Fig. 35 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1250, 1350, 1850 y 2063 m/s.

Figura 34. Perfil 2A y 2B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje

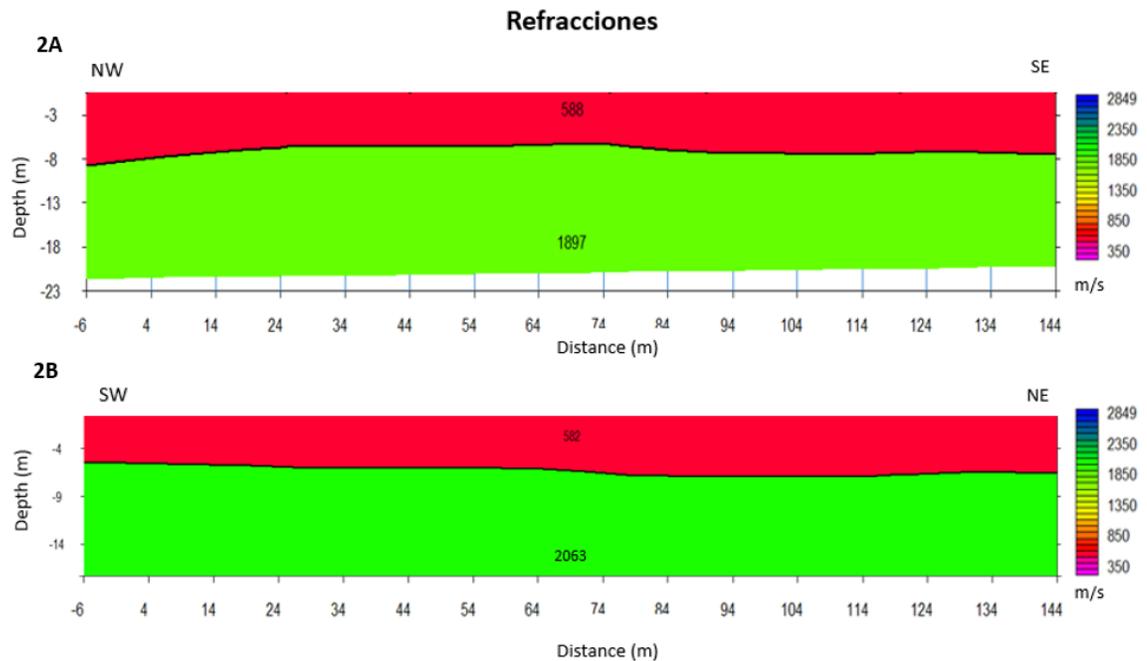
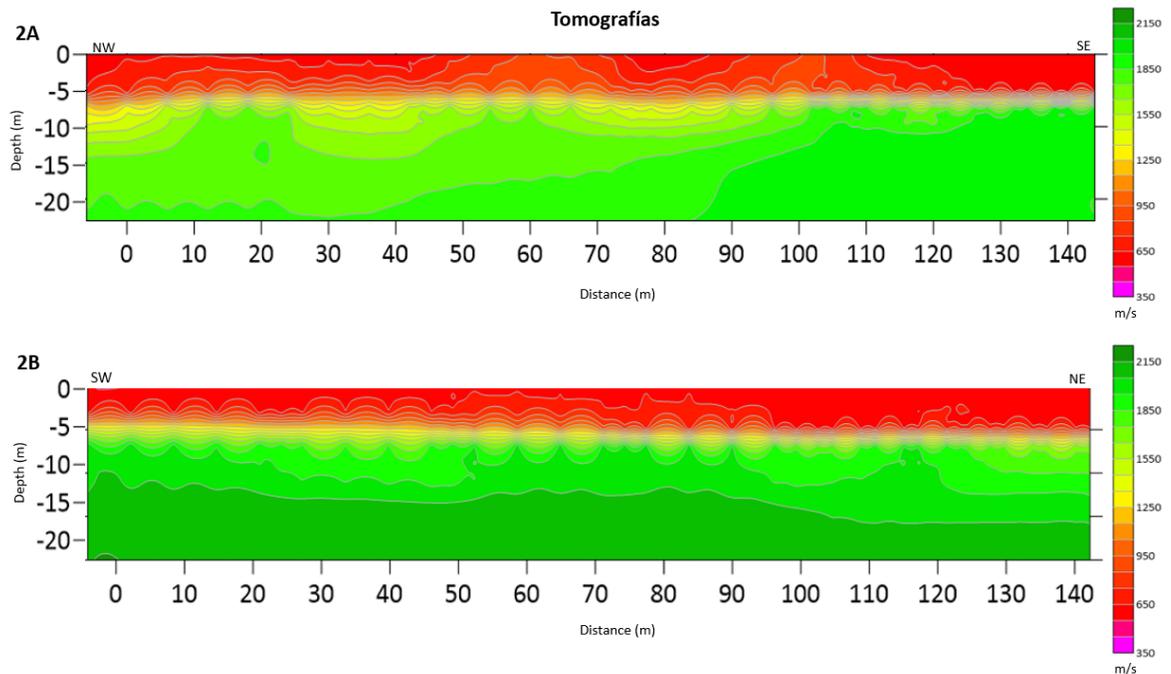


Figura 35. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 2A y 2B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.1 ms



Zona Media en el Abanico - Punto 1 - Perfiles 1A y 1B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles en el punto 1 fueron adquiridos en la zona media del abanico hacia el SW, saliendo del pueblo hacia la vía que comunica Mogotes con San Joaquin.

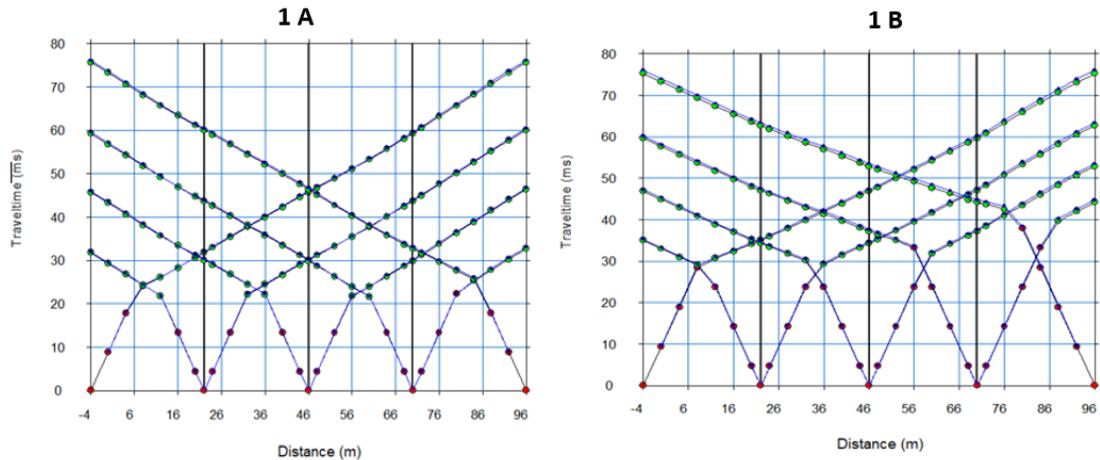
La Fig. 36 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 1A y 1B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas P medidos en una longitud de 100 m aproximadamente, donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 1.2 ms, estando dentro del rango de error teórico, (RMS). Generalmente, un error de inversión de matriz de 1,5 ms o menos es aceptable. Si es más grande, se

requiere volver a asignar las capas.

El perfil 1A cuyo resultado aparece en la Fig. 38, muestra un contacto horizontal, casi lineal entre la capa 1 (superficial) y la capa infrayacente. La capa 1 muestra una velocidad de 447 m/s con un espesor de 3 m aproximadamente. La segunda capa del perfil 1A, siendo un semiespacio del depósito, tuvo como resultado velocidades de 1747 m/s y espesores que pueden ser mayores a los encontrados.

En el perfil 1B, Fig. 38, 39 la inversión del diagrama tiempo vs offset, tuvo como resultado para la primera capa, una velocidad de 416 m/s y un espesor entre 5 a 7 m aproximadamente, esta capa muestra espesores variables, hacia la zona (NE) un espesor de 7 m aproximadamente, indicando una inclinación leve que justifica que las pendientes de los tiempos de arribo no sean completamente simétricas, ver Fig. 36. La segunda capa en este perfil tiene una velocidad de 2209 m/s y un espesor que puede ser mayor a los encontrados. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 1A. En los 10 m del perfil 1B se cruza con el perfil 1A en los 80 m. ver Fig. 37.

Figura 36. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 1A y 1B en las que se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas.



Tomografía Sísmica - Perfil 1A La tomografía de este perfil, ver Fig. 39 permite definir una transición de velocidades desde los 400 m/s variando entre 950, 1200, 1500 y 1800 m/s, mostrando también un aumento de velocidad en la zona SE a los 7 m de profundidad aproximadamente.

Tomografía Sísmica - Perfil 1B La tomografía de este perfil, ver Fig. 39 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1250, 1350, 1850 y 2200 m/s. La transición de velocidades en este perfil respecto a la profundidad aumenta, dejando ver un incremento de velocidad respecto a la profundidad.

Figura 37. Punto 1 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Media del abanico (Tomado de Google Earth).



Figura 38. Perfil 1A y 1B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.

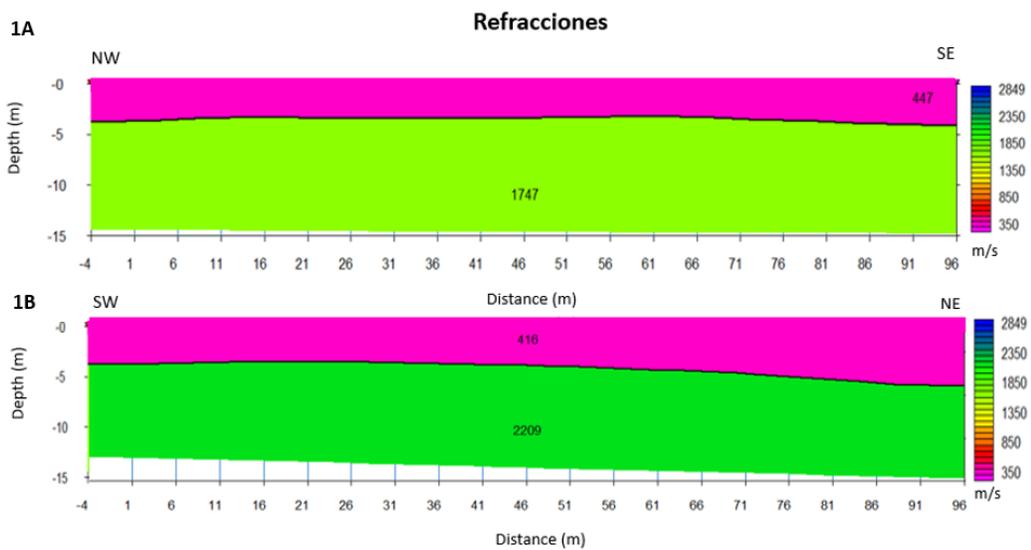
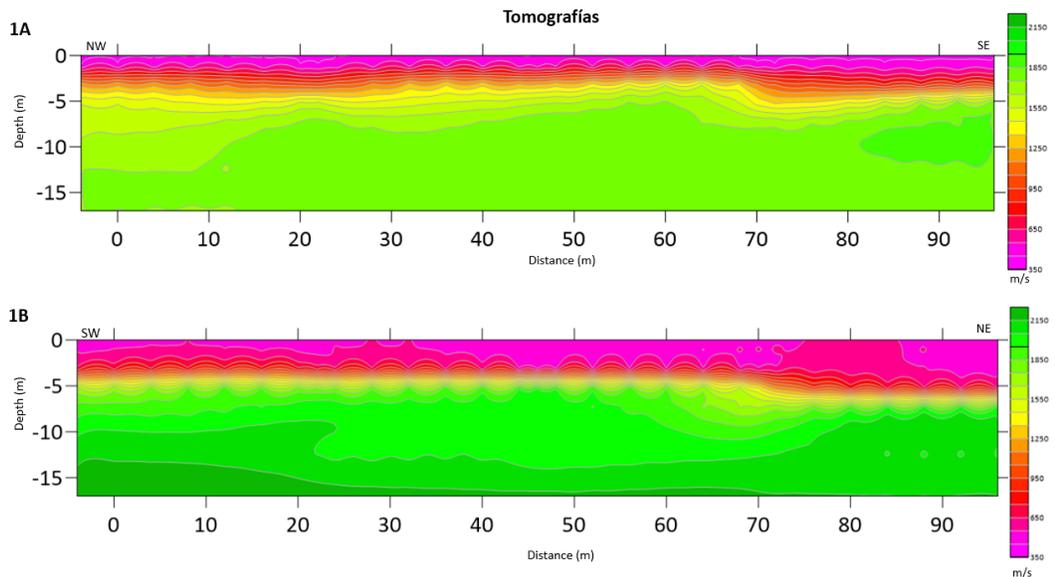


Figura 39. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 1A y 1B, en las cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.2 ms.



Zona Media en el Abanico - Punto 3 - Perfiles 3A y 3B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles en el punto 3 se adquirieron en la zona media del abanico hacia el NE del depósito.

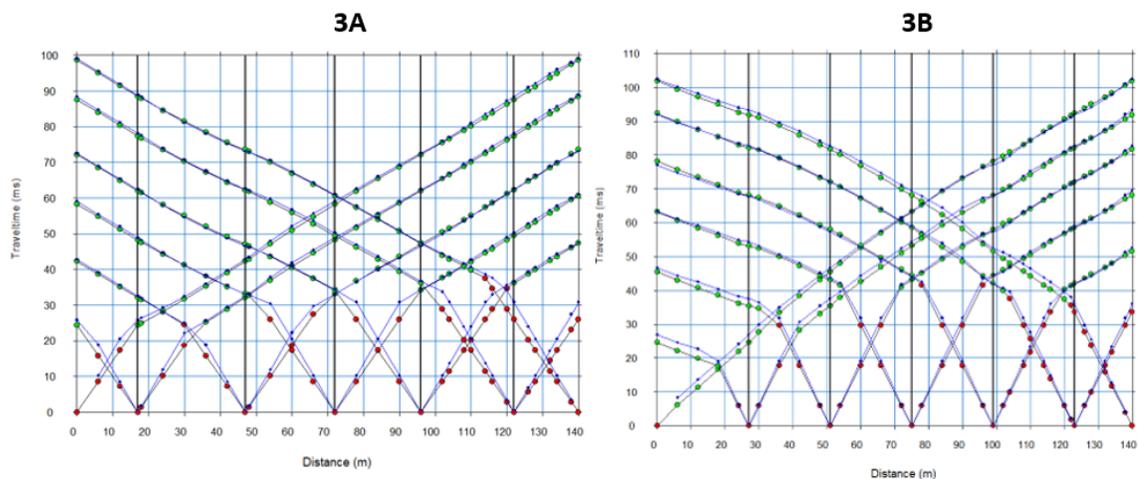
La Fig. 40 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 3A y 3B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas P medidos en una longitud de 140 m aproximadamente, donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 1.2 ms, estando dentro del rango de error teórico.

El perfil 3A cuyo resultado aparece en la Fig. 43, muestra para la primera capa superficial una velocidad de 692 m/s y un espesor de suelo entre los 5 y 7 m aproximadamente, aumentando el espesor hacia el SE. La segunda capa del perfil 3A

muestra una velocidad de 1774 m/s y se encuentra aproximadamente desde los 7 m de profundidad en adelante aproximadamente.

En el perfil 3B, Fig 42 la inversión del diagrama tiempo vs offset, muestra que la primera capa tiene una velocidad de 504 m/s y un espesor entre 2 a 7 m de profundidad aproximadamente aumentando en sentido SW hacia el NE. La segunda capa en el perfil 3B muestra una velocidad de 1544 m/s y un espesor que varía desde los 2 m hasta los 17 a 20 m en adelante aproximadamente. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 3A, pero en este caso los dos perfiles no se cortan entre sí, debido a inconveientes en el terreno de adquisición. Se ubicaron muy cerca el uno del otro aproximadamente a 2 m de distancia, ver Fig 41.

Figura 40. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 3A y 3B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas.



Tomografía Sísmica - Perfil 3A La tomografía de este perfil, ver Fig. 43 permite definir una transición de velocidades desde los 400 m/s variando entre 950, 1200, 1500 y 2000 m/s, mostrando también un aumento de velocidad en la zona central del perfil.

Tomografía Sísmica - Perfil 3B La tomografía de este perfil, ver Fig. 43 permite definir una transición de velocidades desde los 400 m/s variando entre 950, 1250, 1350, 1850 y 2000 m/s. En la parte izquierda del perfil al SW se observa menor espesor en la primera capa del perfil, aumentando gradualmente hacia la zona central del perfil entre el intervalo de 50 a 90 m de longitud.

Figura 41. Punto 3 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Media del abanico (Tomado de Google Earth).

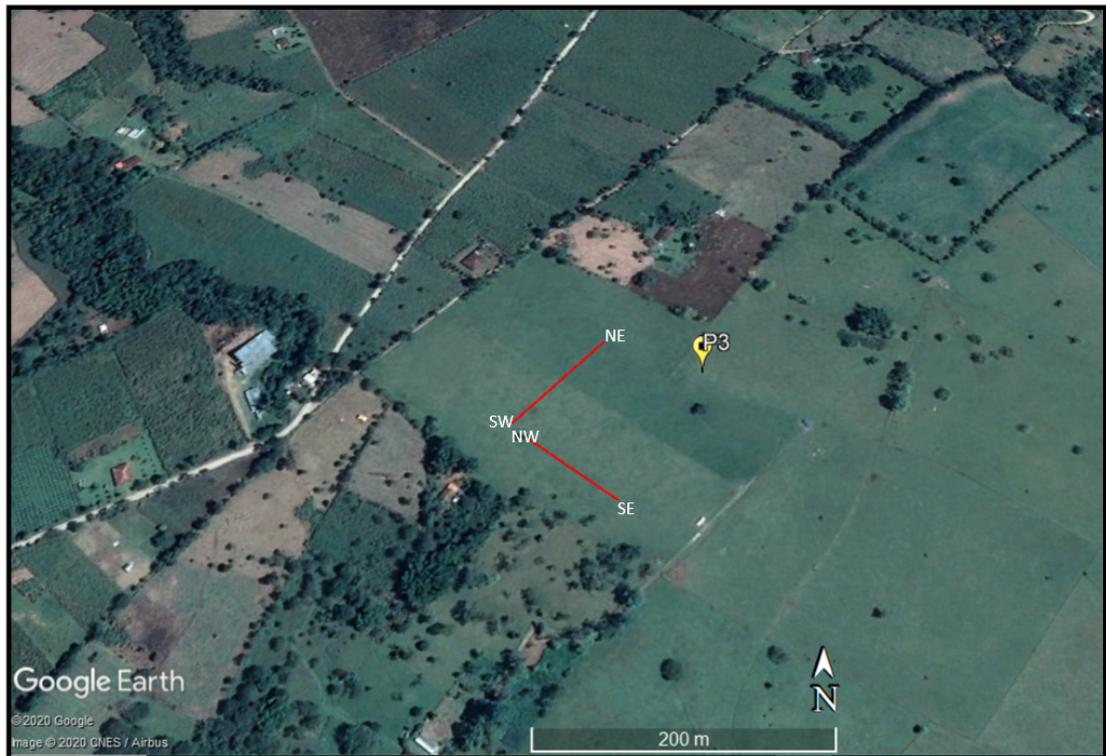


Figura 42. Perfil 3A y 3B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje.

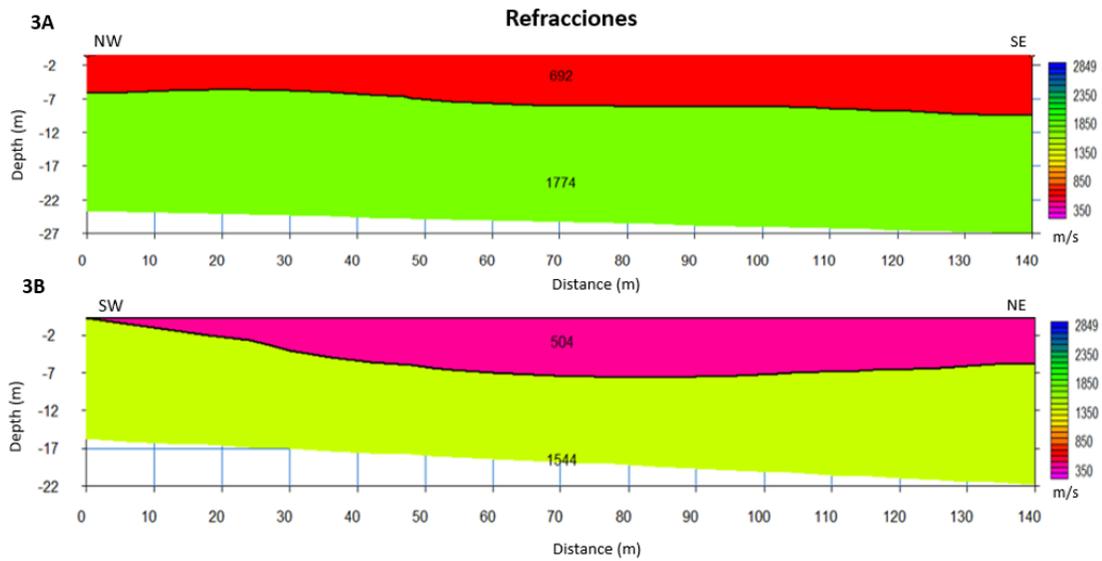
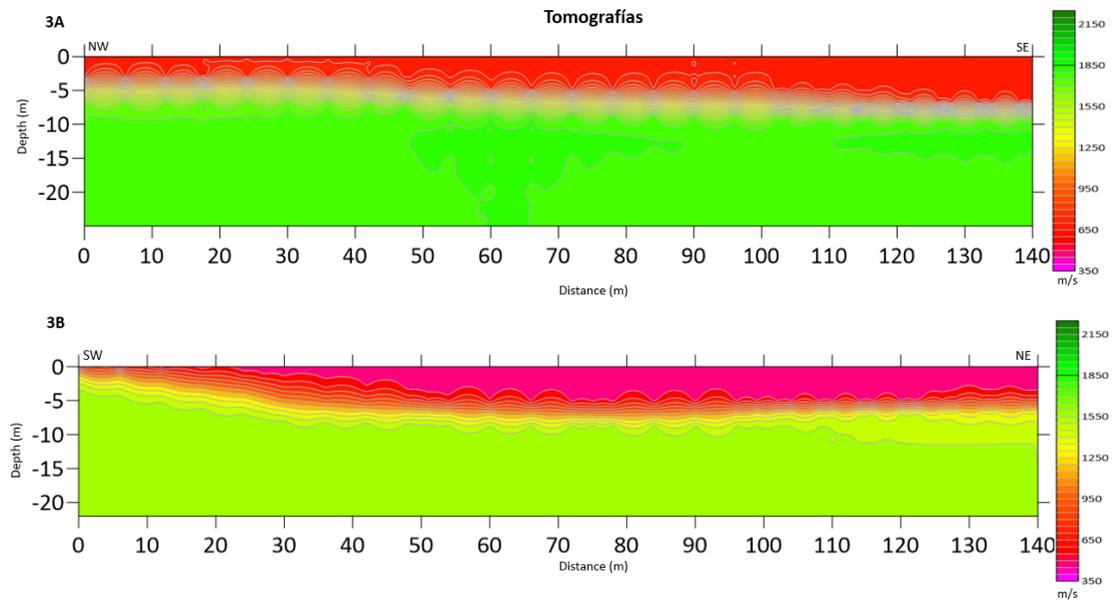


Figura 43. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 3A y 3B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 1.2 ms.



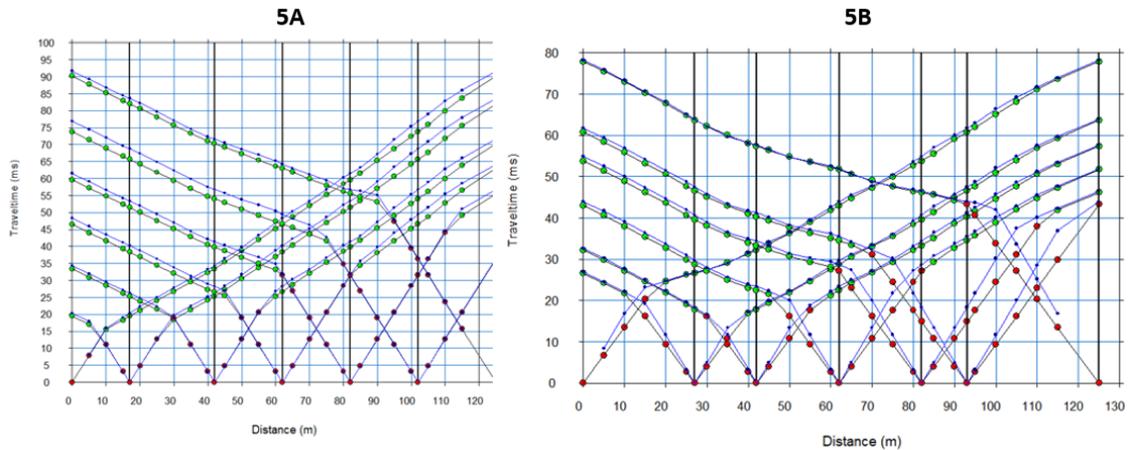
Zona Distal en el Abanico - Punto 5 - Perfiles 5A y 5B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles en el punto 5 fueron adquiridos en la zona distal del abanico hacia el NE, saliendo por la vía principal hacia las afueras de Mogotes.

La Fig. 44 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 5A y 5B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas P medidos en una longitud de 120 m aproximadamente, donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 1.5 ms, estando dentro del rango de error teórico.

El perfil 5A cuyo resultado aparece en la Fig. 46, para la primera capa, tiene una velocidad de 634 m/s y un espesor entre los 3 y 13 m de profundidad aproximadamente aumentando el espesor en sentido NW - SE. La segunda capa del perfil 5A muestra una velocidad de 1932 m/s y su espesor en la zona NW inicia desde los 3 m disminuyendo el espesor hacia el SE.

En el perfil 5B, ver Fig. 46 la inversión del diagrama tiempo vs offset, muestra que la primera capa tiene una velocidad de 738 m/s y un espesor entre 7 a 11 m de profundidad aproximadamente, aumentando hacia la zona NE. La segunda capa en este perfil tiene un incremento en la velocidad respecto del perfil anterior con un valor de onda P de 2440 m/s y un espesor que varía entre los 8 a 18 m en adelante aproximadamente. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 5A, separados 2 m al inicio de cada uno, es decir estos perfiles no se cruzan, ver Fig. 45.

Figura 44. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 5A y 5B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas



Tomografía Sísmica - Perfil 5A La tomografía de este perfil, ver Fig. 47 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1200, 1500 y 2000 m/s, mostrando también un aumento de espesor en la primera capa hacia la zona SE, disminuyendo en espesor hacia la zona del SE para la última capa.

Tomografía Sísmica - Perfil 5B La tomografía de este perfil, ver Fig 47 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1250, 1350, 1850 y 2500 m/s, dejando ver un aumento considerable en las velocidades sísmicas, respecto a las del perfil 5A.

Figura 45. Punto 5 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Distal del abanico (Tomado de Google Earth)



Figura 46. Perfil 5A y 5B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje

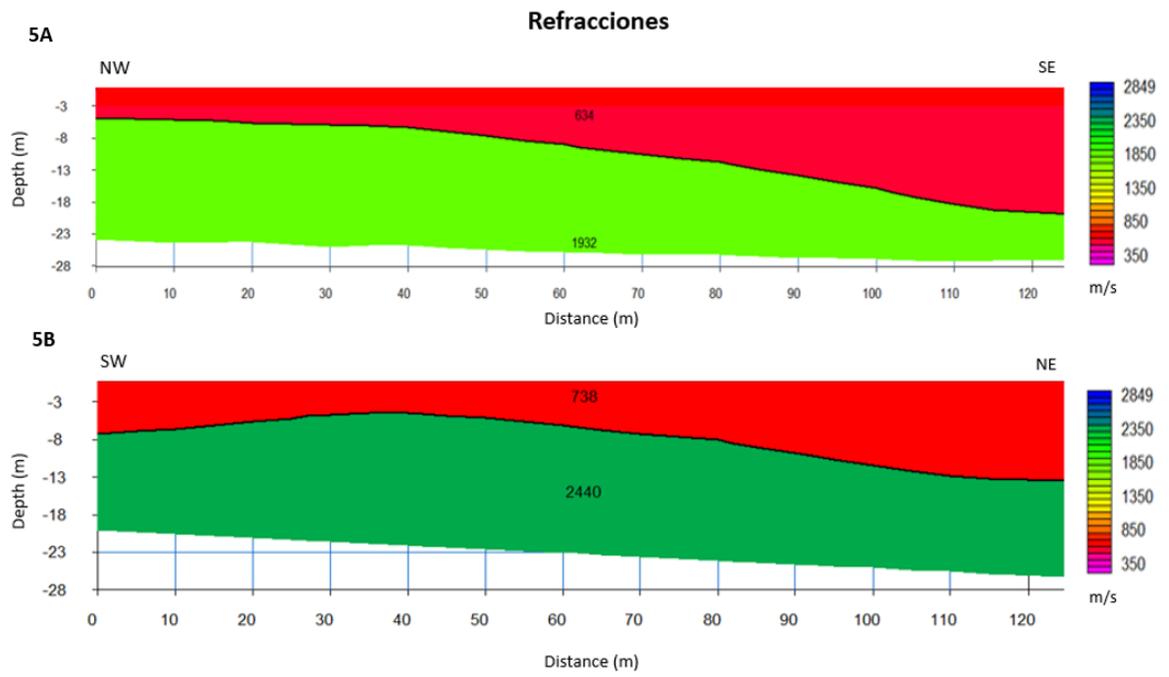
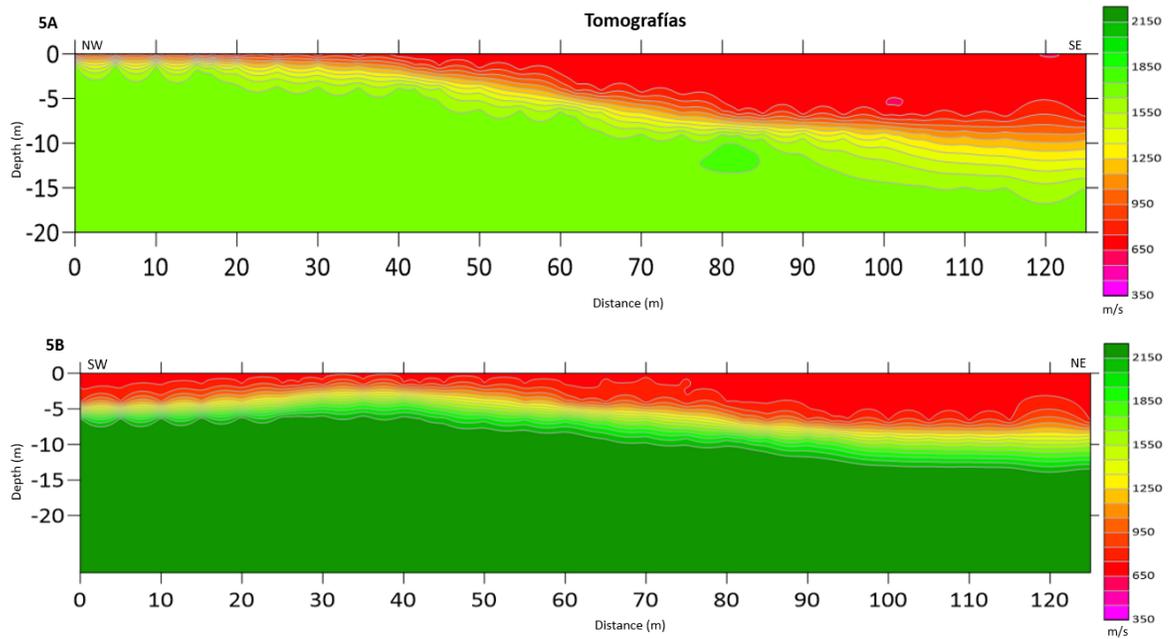


Figura 47. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 5A y 5B, en los cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas a lo largo de cada perfil. El error RMS es de 0.96 ms



Zona Distal en el Abanico - Punto 6 - Perfiles 6A y 6B Orientados al NW - SE y SW - NE Los perfiles en el punto 6 fueron adquiridos en la zona distal del abanico hacia el NW, saliendo por la vía principal hacia las afueras de Mogotes.

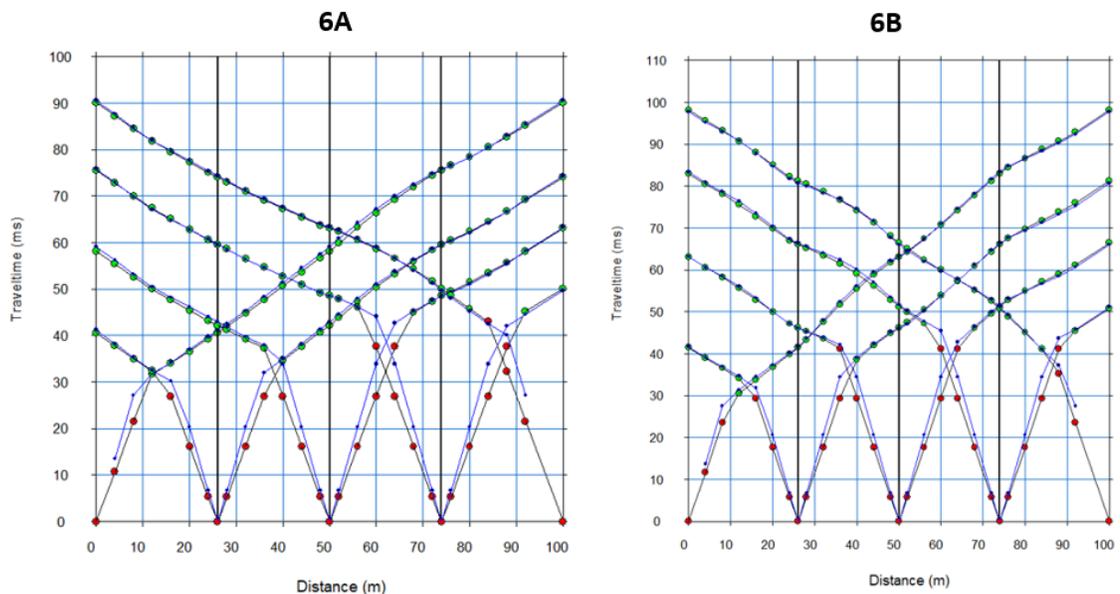
La Fig. 48 muestra las gráficas tiempo vs offset para los perfiles 6A y 6B, estas dejan ver los tiempos de arribo de las ondas p medidos en una longitud de 100 m aproximadamente donde se seleccionaron dos pendientes, que definen el arribo del rayo directo y el rayo refractado críticamente. El error cuadrático para estos perfiles fue de 0.97 ms, estando dentro del rango de error teórico.

La primera capa del perfil 6A cuyo resultado aparece en la Fig. 50, tiene una velocidad de 372 m/s y un espesor de suelo entre los 5 y 6 m de profundidad aproxima-

damente. La segunda capa muestra una velocidad de 1639 m/s y su espesor varía desde los 6 m hasta los 19 m de profundidad aproximadamente.

En el perfil 6B, ver Fig. 50 la inversión del diagrama tiempo vs offset, muestra que la primera capa tiene una velocidad de 355 m/s y un espesor entre 3 a 6 m de profundidad aproximadamente. La segunda capa en el perfil 6B tiene una velocidad de 1543 m/s y un espesor que varía desde los 6 m hasta los 21 m en adelante aproximadamente. Este perfil se encuentra orientado perpendicularmente respecto al perfil 6A, es decir ambos perfiles empiezan en 0 m, ver Fig. 49.

Figura 48. Gráficas tiempo vs offset obtenidas a partir de los perfiles 6A y 6B, se observa que los tiempos medidos presentan una tendencia de dos capas



Tomografía Sísmica - Perfil 6A La tomografía de este perfil, ver Fig. 51 permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1200, 1500 y 1700 m/s, mostrando también un aumento de velocidad en la zona SE, entre los 10 y 20 m de profundidad, aproximadamente con una velocidad de 1700 a 1800 m/s.

Tomografía Sísmica - Perfil 6B La tomografía de este perfil, ver Fig. 51) permite definir una transición de velocidades desde los 350 m/s variando entre 950, 1250, 1350 y 1600 m/s.

Figura 49. Punto 6 - Ubicación de las líneas sísmicas, zona Distal del abanico (Tomado de Google Earth).



Figura 50. Perfil 6A y 6B de refracciones sísmicas - velocidades de las capas identificadas a partir de sus tiempos de viaje

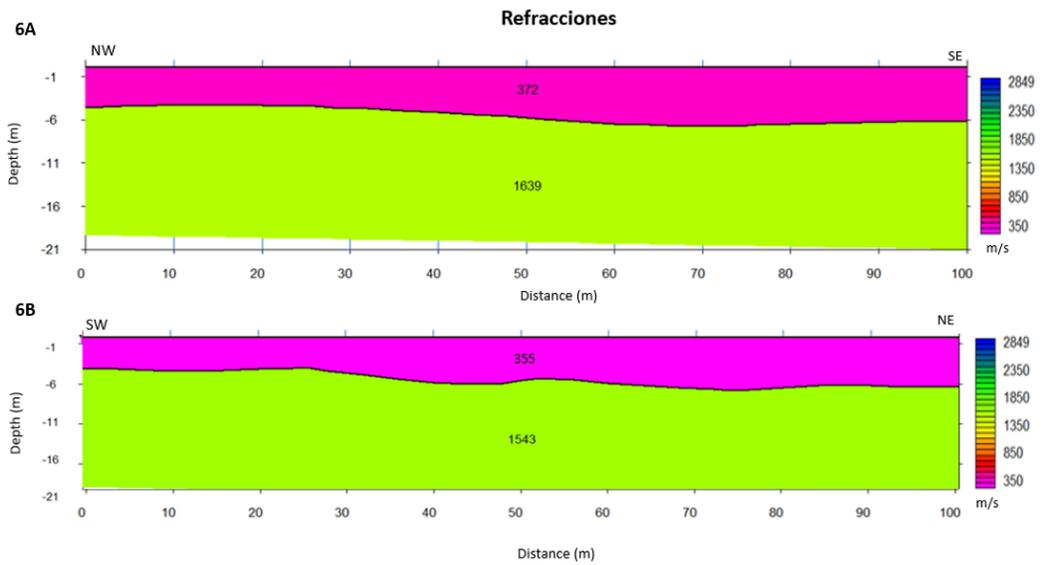
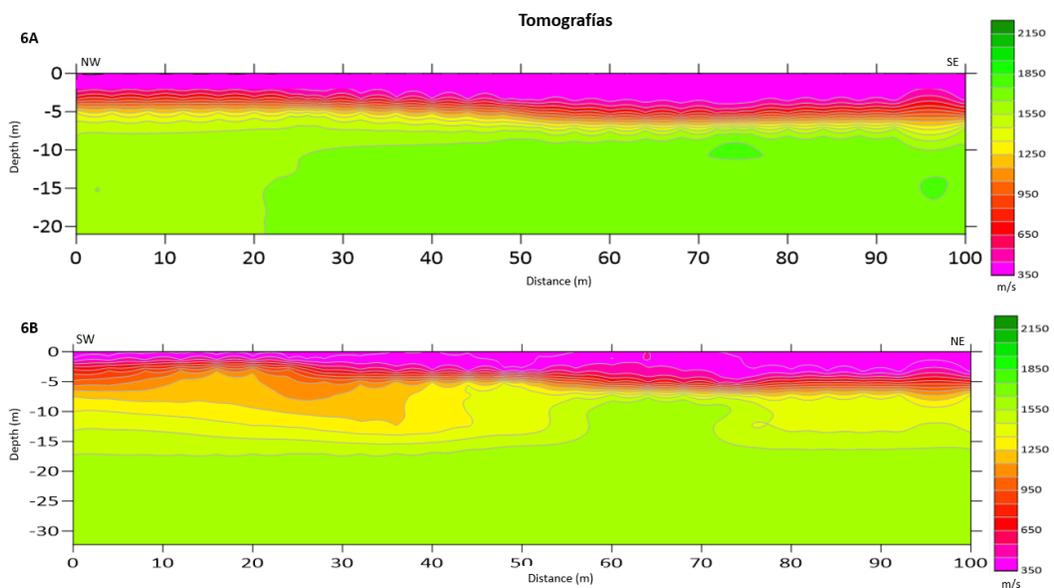


Figura 51. Tomografías sísmicas correspondientes a los perfiles 6A y 6B, en las cuales la cobertura de rayos ha permitido definir la geometría de las capas continuas a lo largo de cada uno de los perfiles. El error RMS es de 0.97 ms



8. DISCUSIÓN

En este capítulo se expone la interpretación de los resultados en los perfiles sísmicos mencionados anteriormente.

Se detectó un refractor para las doce secciones sísmicas en el abanico aluvial de Mogotes. Los perfiles sísmicos caracterizados en todo el área de estudio se encuentran diferenciados en dos zonas: la primera muestra velocidades de onda P entre 350 m/s y 750m/s, es la más somera y presenta un espesor variable de 3 a 8 m, puede asociarse a depósitos de suelo poco saturados de agua, que presentan alta meteorización evidenciada en los afloramientos presentes, descritos posteriormente.

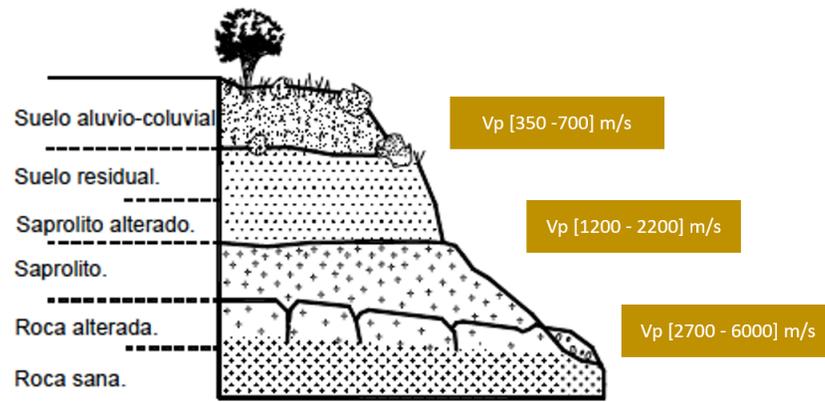
La zona 2 es la más profunda e infrayace a la zona 1, esta zona se extiende hasta la profundidad máxima que resuelve el método de refracción sísmica, las velocidades de onda P encontradas van de 1100 a 2400 m/s, asociándose a los materiales con menor porosidad y a roca fracturada y meteorizada como los saprolitos que retienen las estructuras de la roca parental. El espesor de estos horizontes saprolíticos puede variar de unos pocos metros a más de 20 m. Aunque presentan gran heterogeneidad es común que se observen cambios graduales de sus características con la profundidad, especialmente en lo relacionado con la permeabilidad.

La velocidad promedio general de la capa 1 es de aproximadamente 500 m/s, lo cual es consistente con las velocidades sísmicas en zonas no saturadas⁷³. La velocidad

⁷³ FP HAENI. *Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies*. Vol. 2. Department of the Interior, US Geological Survey, 1988.

promedio general de la capa 2 es de aproximadamente 1700 m/s, lo que es consistente con las velocidades sísmicas en zonas saturadas. En la fig 52, se muestran los rangos de velocidades que se esperan obtener para la zona 1 y 2 en el abanico de Mogotes.

Figura 52. Perfil de Rocas graníticas con velocidades de onda P [Sadler, 1981].



8.0.1. Análisis Geofísico y Geológico de los Perfiles Sísmicos En esta sección se interpretan los resultados de cada punto en el abanico empezando con el punto 4 y 2 ubicados en el Ápice, seguido del punto 1 y 3 en la Zona Media y finalmente el punto 5 y 6 ubicados en la Zona Distal del depósito.

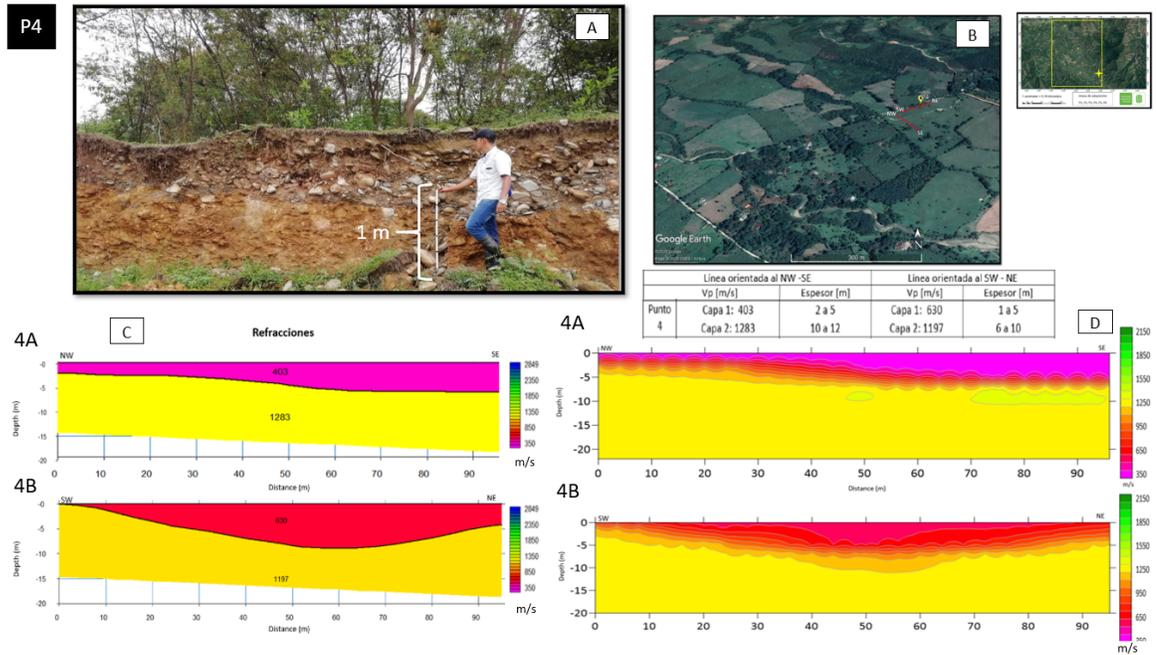
Zona del Ápice en el Abanico - Punto 4 La adquisición sísmica en este punto se realizó sobre el depósito cuaternario (Qt_f), representado por bloques de tamaños variados envueltos en una matriz arcillosa. En la Fig. 53 se observan los perfiles sísmicos junto con un afloramiento cercano a esta zona de adquisición en el que se tiene un espesor de 2 m aproximadamente, ver Fig. 53 [A], desde su base hasta el tope se observa conglomerado clastosoportado de cantos redondeados en su ma-

yoría, embebidos en una matriz areno-arcillosa de color naranja correspondientes al depósito. El tamaño de los cantos varía desde 12 cm - hasta 20 cm. El contacto al tope con una franja de color grisaseo corresponde a la matriz al parecer de arena cuarzosa, la cuál es continua pero con notables variaciones de espesor, aumentando a la parte derecha, se caracteriza por ser matriz soportada tornandose arenosa, asi mismo disminuyendo el tamaño de los cantos, para finalmente terminar en suelo. El nivel inferior de color naranja es el que mayores variaciones en espesor presenta.

Este punto está ubicado en la zona más proximal (Ápice), donde se espera encontrar los mayores espesores de acuerdo con la morfología de los abanicos aluviales. En este caso para la zona 1 (color rosado y rojo en las tomografías ver Fig. 53 [B]) fueron de 2 m a 5 m, pertenecientes a pequeñas terrazas aluviales, formando una topografía plana. El perfil con orientación SW - NE muestra un cambio en su espesor atribuyendo esto a contribuciones laterales de pequeñas terrazas aluviales que están aportando material en esta dirección. La zona 1 presenta velocidades de 403 y 630 m/s; valores bajos que difieren estando separadas las líneas aproximadamente 2 m en la misma zona. Es posible que esto es debido a la saturación asociada con suelos aluviales y residuales no saturados varia en pequeñas áreas.

La zona 2 presenta velocidades de 1197 y 1283 m/s, asociadas a materiales saturados del saprólito como arenas y gravas. Los espesores encontrados se extienden a la profundidad máxima que encontró el método acorde a la longitud en la línea sísmica de 100 m.

Figura 53. Punto 4 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el SE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado y rojo) en los perfiles 4A y 4B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 4.

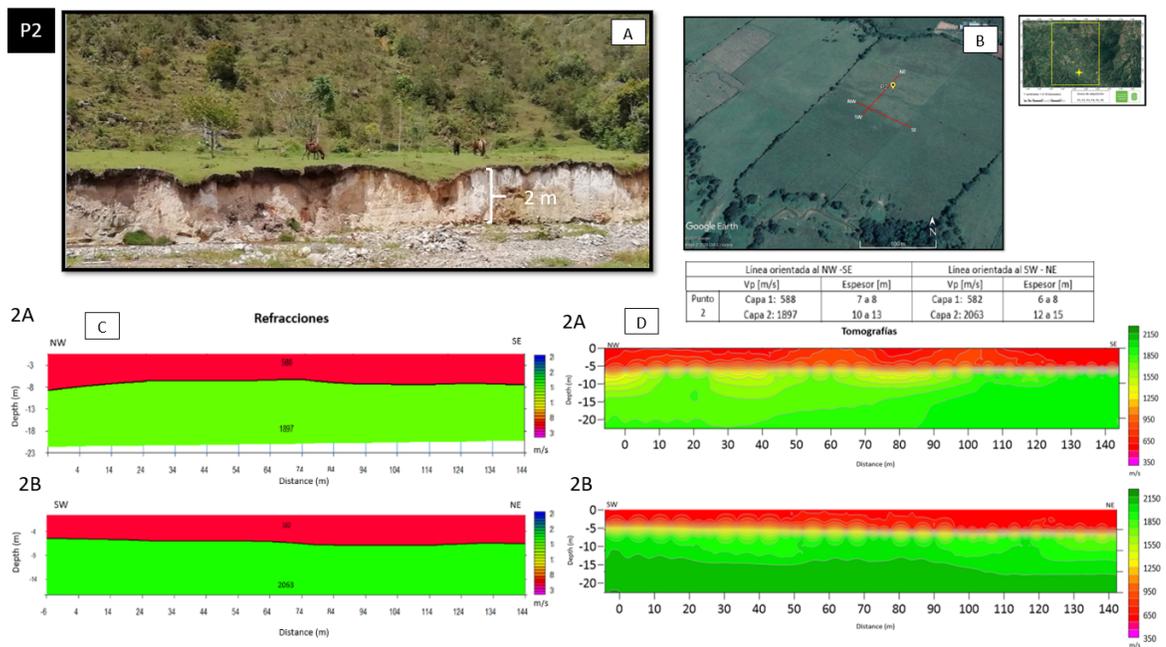


Zona del Ápice en el Abanico - Punto 2 La adquisición realizada en el punto 2 se llevó a cabo sobre el depósito (Q_{tf}), compuesto por bloques de tamaño variados envueltos en una matriz arcillosa. En la Fig. 54 se presentan los perfiles sísmicos y el afloramiento, ver Fig. 54 [A] constituido hacia la base por conglomerados clasto soportados seguido de niveles arcillosos a arenosos, y conglomerados de cantos de menor tamaño y de matriz arenosa.

Este punto está ubicado hacia el SW de la Zona Proximal (Ápice) en el abanico aluvial. El espesor de suelo en la zona 1 de los perfiles es variable de 7 a 8 metros con velocidades de 582 a 588 m/s (zona de color rojo en las tomografías ver Fig. 54 [B]), parecidas a las del punto 4, asociados a suelos aluviales residuales no saturados del depósito.

La zona 2 presenta velocidades de 1897 y 2063 m/s, asociadas a materiales con un grado de saturación más alto, y mayor compactación de los materiales allí presentes en el saprolito como arenas y gravas. Es posible que a partir de los 5 m de profundidad en adelante, ver Fig. 54 [B], las tomografías muestren tablas de agua en la horizontal, siendo esta una posible interpretación para el incremento en la velocidad de onda.

Figura 54. Punto 2 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el SW mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo) en los perfiles 2A y 2B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 2.

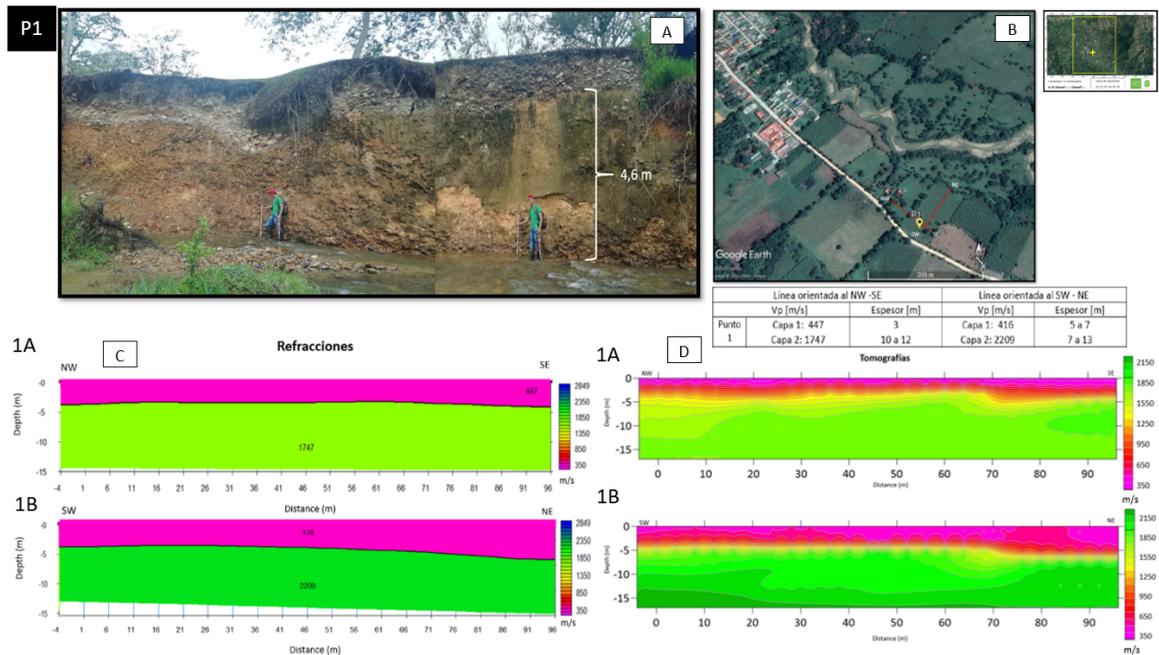


Zona Media del Abanico - Punto 1 La adquisición realizada para el punto 1 se llevó a cabo sobre el depósito (Qt_f) y parte del (Qa_l), los materiales que se encuentran allí presentes han sido depositados en los valles actuales de los rios y quebradas mayores, algunos de ellos son amplios y constituyen la llanura aluvial

del río. En la Fig. 55 se observa los perfiles sísmicos del punto 1 ubicado en las afueras del pueblo en la zona media del abanico de Mogotes, ver Fig. 55 [C], y el afloramiento conformado en su base por un conglomerado de clastos redondeados con matriz areno arcillosa, pertenecientes a pequeñas terrazas aluviales. La imagen 55[A] se relaciona a la zona 1 con espesores de 1 a 7 m, y se asocia a un depósito poco saturado de agua, con velocidades de 416 y 447 m/s.

En la zona 2 se presenta un aumento de velocidad de onda de 1747 a 2209 m/s, indicando mayor saturación de agua, es posible que la roca se encuentre fracturada y meteorizada, roca que posiblemente contenga menor porosidad que el depósito de abanico. Asociándose con saprolito que en este caso se relaciona con el Batolito, siendo esta la roca infrayacente.

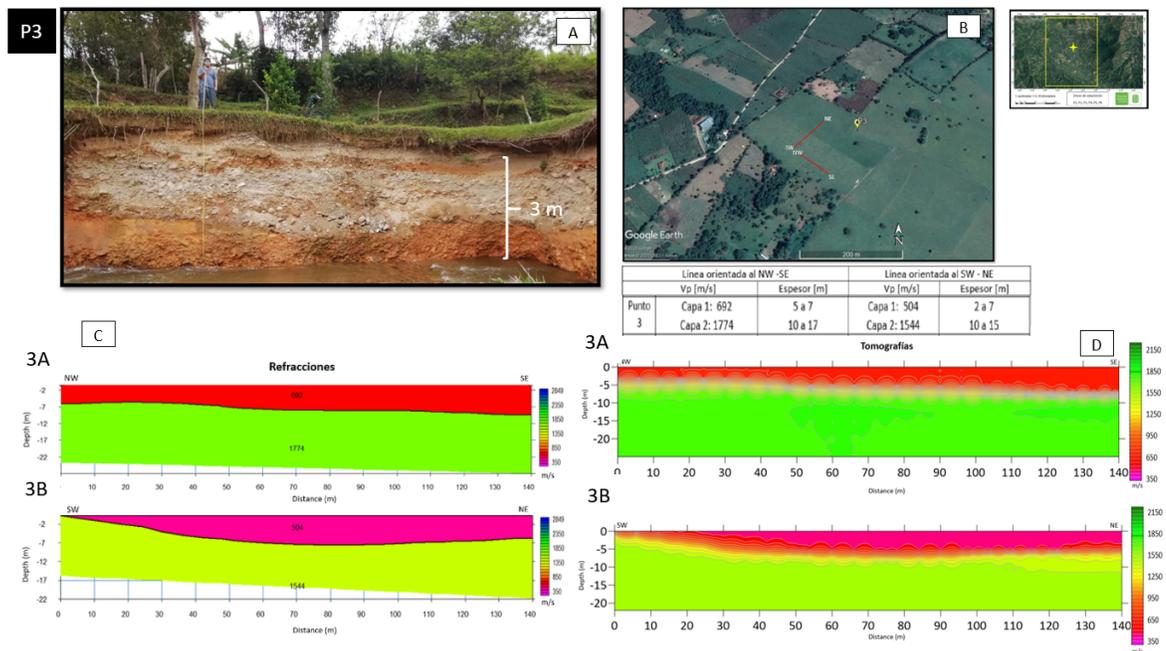
Figura 55. Punto 1 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado en las afueras del pueblo a unos 3 m de las líneas de adquisición. Muestra la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado) en los perfiles 1A y 1B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 1.



Zona Media del Abanico - Punto 3 La adquisición para el punto 3 fue realizada sobre el depósito cuaternario (Qt_f) y parte del (Qa₁), el punto está ubicado hacia el NE del depósito. En la Fig. 56 se observan los perfiles sísmicos y un afloramiento cercano a 3 m de las líneas de adquisición, constituido de base a techo por un conglomerado clasto soportado de matriz arcillosa con la mayoría de sus cantos redondeados de color naranja grandes, aunque también mayores variaciones laterales en espesor desde 3m en la parte NE adelgazándose 1 m al SW, esta variación se relaciona con el perfil 3B, ver Fig. 56 [B], en el que se observa que la zona 1 (color rojo perfil 3A y color rosado perfil 3B) con espesores de 7 m aproximadamente y velocidades de 692 y 504 m/s, asociados a suelo aluvial no saturado. El cambio en espesor para el perfil con orientación SW - NE se asocia a contribuciones de

pequeñas terrazas ubicadas en esta zona que suprayacen el depósito aluvial, contribuyendo en la variación de la capa 1. La zona 2 (color amarillo - verdoso, ver Fig. 56 [B]) presenta velocidades de 1544 y 1774 m/s, asociadas a zonas con mayor saturación y menor porosidad del saprolito. La diferencia de velocidades para la zona 2 se debe posiblemente al cambio de facies y de materiales embebidos que se tiene en las diferentes direcciones en que se adquirieron los perfiles.

Figura 56. Punto 3 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo y rosado) en los perfiles 3A y 3B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 3.

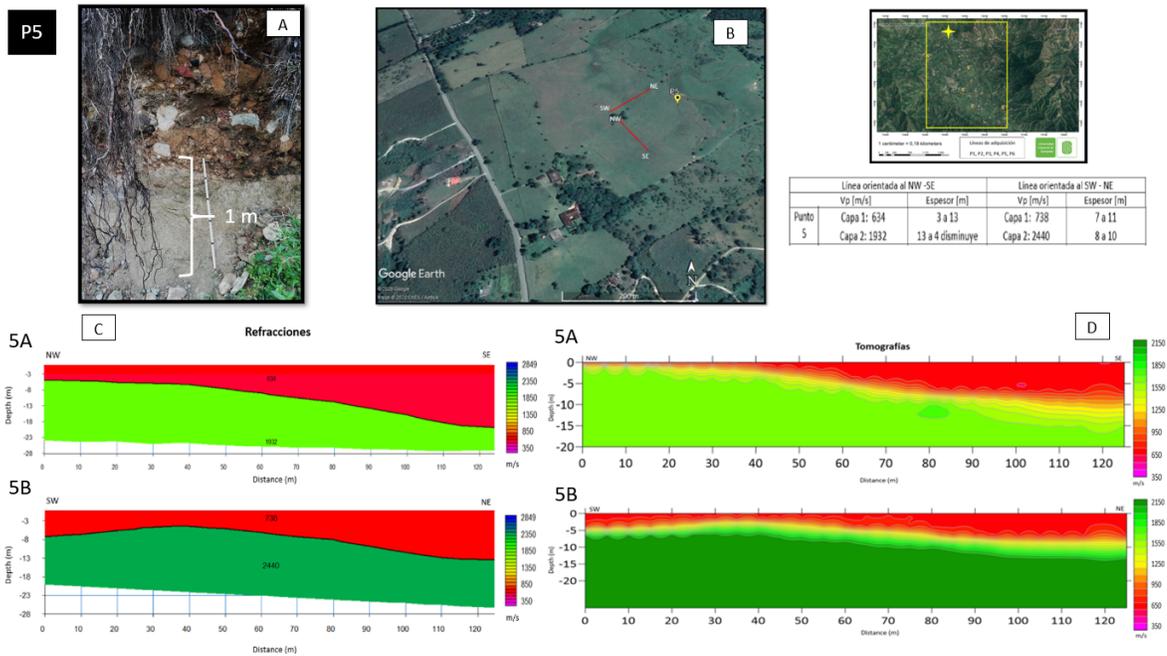


Zona Distal del Abanico - Punto 5 La adquisición para el punto 5 fue realizada sobre el depósito cuaternario (Q_{tf}) y parte del (Q_{al}). Este punto se encuentra ubicado en la zona Distal del abanico de Mogotes, este sector evidencia menor espesor en el depósito aluvial de acuerdo con el afloramiento visto en campo, ver Fig. [A] y con los resultados de las tomografías, ver Fig. [B]. El afloramiento muestra una dis-

tribución de cantos subangulares de 50 cm de diámetro con matriz areno lodosa de color oscuro. El espesor es de aproximadamente 2 m. Pocos metros abajo se encuentra el contacto del depósito con el Batolito de Mogotes, ver Fig. 57 [C].

En las secciones sísmicas el estrato somero asociado a suelo aluvial en una zona no saturada tiene un espesor variable en las dos direcciones de adquisición, y velocidad de onda P con valores de 634 y 738 m/s, ver Fig. 57 [B] mostrando la roca del Batolito expuesta casi en superficie en el perfil 5A en la zona NW, y para el perfil 5B en la zona SW, esta interpretación está amarrada con lo observado en el afloramiento. Para la zona 2 la velocidad de onda incrementa a 1932 y 2440 m/s sugiriendo una zona con alto grado de compactación y muy saturada, teniendo en cuenta que se encuentra cerca del caudal del río Mogoticos. Entre el perfil 5A y 5B la velocidad de la zona 2 varía considerablemente, es posible que los valores altos se deban al basamento del Batolito de Mogotes que se encuentra expuesto a pocos metros de la superficie y también al cambio de facies en los materiales que contribuyen pequeños depósitos superpuestos sobre el abanico de Mogotes, como pequeñas terrazas aluviales localizadas al costado NE.

Figura 57. Punto 5 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NE mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rojo) en los perfiles 5A y 5B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 5.



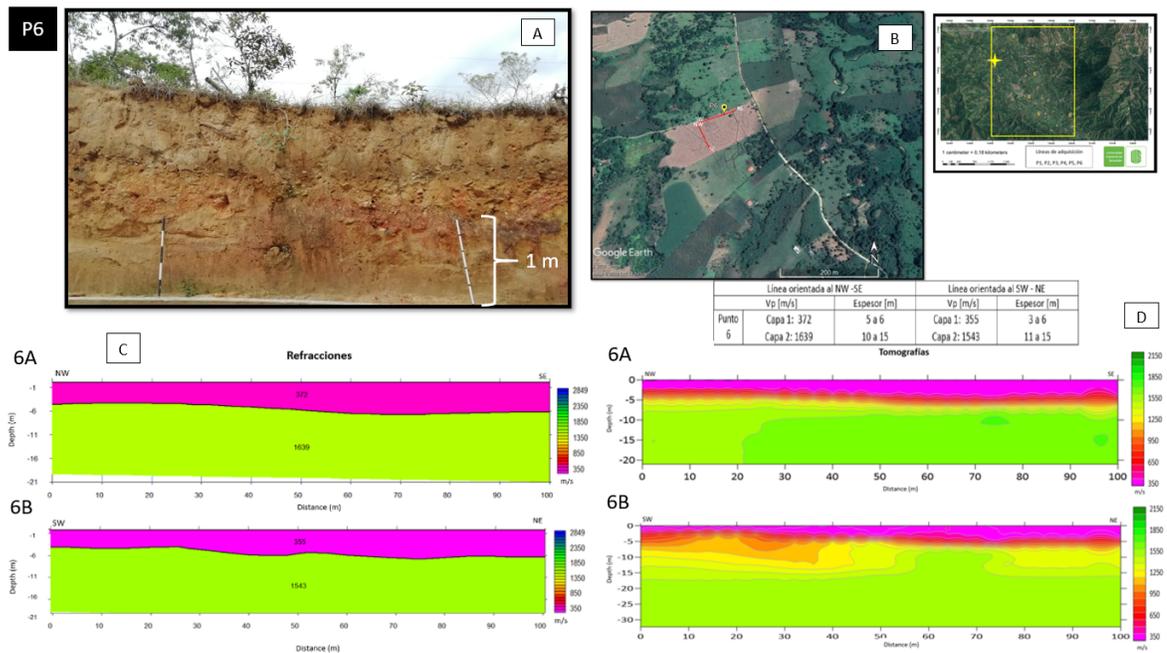
Zona Distal del Abanico - Punto 6 La adquisición para el punto 6 fue realizada sobre el depósito cuaternario (Q_{tf}) y parte del (Q_{al}). Este punto está ubicado hacia el NW en la Zona Distal del abanico, donde el espesor es menor en esta ubicación respecto a la zona media y apical. En la Fig. 58 se observan los perfiles sísmicos y el afloramiento ubicado en el punto 6. La descripción de este afloramiento, ver Fig. 58 [A] documenta un depósito alterado que varía de color blanco a rojizo de textura arcillosa desarrollando un nivel conglomerático no consolidado con un porcentaje de matriz de 55 % y 45 % cantos, con disminución de matriz en algunos sectores puntuales. Aproximadamente el 80 % de los cantos son redondeados y 20 % subredondeados en tamaños que varían desde 1 cm hasta -20 cm de diámetro. Al tope se observa un nivel con mayor porcentaje de matriz 70 % y cantos de menor tamaño en el cual la matriz es arenosa y de color café claro, esta descripción se amarra para

la capa 1 de color rosado, ver Fig. 58 [B] con velocidades de 372 y 355 m/s, ver Fig. 58 [D], asociadas a zonas con mayor porosidad y poco saturadas del suelo aluvial, con espesores de 3 a 6 m variables sobre todo en la dirección SW -NE, se puede asociar con aporte de material de pequeñas terrazas aluviales que se encuentran distribuidas sobre el depósito de Mogotes.

En este punto las velocidades sísmicas fueron mas bajas respecto a los demás puntos en el abanico; es posible que en esta ubicación los materiales que conforman la matriz areno - arcillosa de la zona no saturada tenga baja compactación.

En la zona 2, las velocidades de onda fueron mas bajas que en el punto 5 con valores de 1543 y 1639 m/s relacionadas a zonas saturadas del saprolito.

Figura 58. Punto 6 de adquisición - [A] Afloramiento ubicado hacia el NW mostrando la composición del depósito, en nuestro caso se relaciona con la capa 1 (color rosado) en los perfiles 6A y 6B, [B] Perfiles de tomografías sísmicas, [C] Ubicación del punto en el abanico, [D] Valores de espesores y velocidades en el punto 6.



Generalidades de los Resultados Las doce líneas sísmicas adquiridas sobre los depósitos (Qtf) y (Qal) mostraron relación entre sus velocidades de onda P para cada una de las zonas en los perfiles, los valores encontrados se relacionan con los presentados teóricamente para materiales en este tipo de depósitos aluviales. Para las zonas con velocidades más altas, se le atribuye unidades más viejas, que están mucho más compactadas y menos meteorizadas. En este caso infrayace al depósito aluvial el granito de pescadero (JTRcm) que está compuesto de cuarzo-monzonita biotítica blanca a rosada de grano medio, perteneciente a roca ígnea. Los espesores encontrados para el suelo no consolidado en este depósito, llevan una tendencia similar en todos los puntos hasta la zona distal del abanico para la orientación NW-SE, a diferencia de la orientación SW-NE, que muestra variedad en el espesor, posiblemente por contribuciones de material más hacia la zona oriental

del abanico.

Se espera contribuir al municipio, brindándole información sobre el espesor del suelo en el que se encuentra construida parte de la zona urbana del municipio, compartiendo los resultados adquiridos en este trabajo de investigación.

9. CONCLUSIONES

Se determinó que el espesor del suelo variaba en las tres zonas de adquisición, en el Ápice se obtuvieron espesores de 5 a 8 m, seguido de la zona Media con valores entre 3 a 7 m y finalmente, comprobando que el menor espesor se encontró en la zona Distal para el punto 5 y 6 con valores de 1 a 3 m, verificando que en este lugar, los afloramientos muestran el tamaño del grano pequeño y fino, siendo este el material más transportado a lo largo del abanico cuando se formó el depósito aluvial. Lo anterior muestra que se cumple con los resultados esperados en esta investigación .

A partir del amarre con las descripciones geológicas las velocidades sísmicas encontradas arrojaron dos zonas diferentes en las que la zona 1 siendo la más superficial (capa 1) que mostró valores entre los 350 y 700 m/s y la zona 2, valores de onda P en el rango de los 1100 a 2400 m/s, esta zona se interpretó como el saprolito del Batolito que infrayace el depósito aluvial.

Para los puntos 3, 4 y 5 se encontró variación en el espesor de la capa 1 en la dirección SW - NE, observando que aparentemente hubo aporte lateral de material no consolidado por pequeñas terrazas aluviales que se encuentran en esas zonas, contribuyendo sobre el depósito aluvial.

Se demuestra con las tomografías sísmicas que las velocidades de onda P aumentan en profundidad y es posible que esté asociado a la poca porosidad de la roca, al alto grado de compactación y a la saturación de agua que presenta la zona 2 que se asocia al saprolito.

Se comprueba que los valores de las velocidades de onda P se asocian con los

valores teóricos de materiales saturados y no saturados como arenas, arcillas y gravas para este tipo de abanicos aluviales.

RECOMENDACIONES

Es recomendable hacer parte del proceso de adquisición a la comunidad que vive en las zonas de estudio, explicarles los procedimientos y los equipos que se utilizarán para que nos apoyen y nos den facilidad a la hora de llegar a tomar datos en sus tierras.

Es importante para las próximas generaciones que deseen profundizar en el estudio de abanicos aluviales en el municipio de Mogotes, realizar 3 adquisiciones a lo largo del año, para tener en cuenta 3 épocas distintas, es decir meses de lluvia y meses de sequía, y observar como afecta la recarga de agua en estos tipos de depósitos a la hora de hacer adquisición e inversión geofísica.

BIBLIOGRAFÍA

AD, MIALL. “1985Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits”. En: *Earth Sci Rew.* 22, 261 308 () (vid. pág. 37).

Adrian M, HARVEY, Anne E Mather y Martin Stokes. “Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics—introduction. A review of alluvial-fan research”. En: *Geological Society, London, Special Publications* 251.1 (2005), págs. 1-7 (vid. pág. 33).

Alfredo Arch, MORALLES. *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Vol. 46. Editorial CSIC-CSIC Press, 2010 (vid. pág. 32).

ALLANDER. *Seismic velocities and thicknesses of alluvial deposits along Baker Creek in the Great Basin National Park, East-central Nevada*. Inf. téc. U. S. Geological Survey, 2009 (vid. pág. 37).

Andrew D, MIALL. “A review of the braided-river depositional environment”. En: *Earth-Science Reviews* 13.1 (1977), págs. 1-62 (vid. pág. 37).

BLAIR, TERENCE C y MCPHERSON. “Alluvial fan processes and forms”. En: *Geomorphology of desert environments*. Springer, 1994, págs. 354-402 (vid. pág. 45).

BOGOSLOVSKY, VA y AA Ogilvy. “Geophysical methods for the investigation of landslides”. En: *Geophysics* 42.3 (1977), págs. 562-571 (vid. pág. 49).

Brian, RUST. “A classification of alluvial channel systems”. En: (1977) (vid. pág. 38).

BRIGDE, John S. "The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers". En: *Geological Society, London, Special Publications* 75.1 (1993), págs. 13-71 (vid. pág. 30).

CABRERA, F Colombo y S Robles. "Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial system of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. Excursion no 10". En: *6th European Regional Meeting. International Association of sedimentologists. Excursion Guidebook*. 1985, págs. 393-492 (vid. págs. 29, 31).

CERRADA, M y col. "Velocidades de las ondas p y s de la ciudad de Merida Venezuela, a partir de sísmica de refracción". En: *GEOMINAS* 38.51 (2010), pág. 7 (vid. pág. 60).

Christofer, QUIROZ. "Estudio geofísico por el método de refracción sísmica, MASW 1D, MASW 2D Y MAM para el diseño estructural del Puente Cantuta–Región de Junín". En: (2020) (vid. pág. 50).

Cuartas, HERRERA. "Refracciones y reflexiones simultáneas en estimación de velocidades mediante tomografía basada en rayos." En: *Revista EIA* 17.33 (2020) (vid. pág. 53).

DEER, DU. "Slope stability in residual soils". En: *Proc. 4th Pan-American Conf. SM-FE*. Vol. 1. 1971, pág. 92 (vid. pág. 47).

DIX, C Hewitt. "Seismic velocities from surface measurements". En: *Geophysics* 20.1 (1955), págs. 68-86 (vid. pág. 53).

Erich, BLISSENBACH. "Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans [Arizona]". En: *Journal of Sedimentary Research* 22.1 (1952), págs. 25-28 (vid. pág. 39).

Ferran, COLOMBO y col. "Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos". En: *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (2010), págs. 85-130 (vid. págs. 17, 31).

FIDOLINI, Francesco y col. "Fault-sourced alluvial fans and their interaction with axial fluvial drainage: an example from the Plio-Pleistocene Upper Valdarno Basin (Tuscany, Italy)". En: *Sedimentary Geology* 289 (2013), págs. 19-39 (vid. págs. 32, 41).

Francisco, VELANDIA PATIÑO. "Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga". Tesis doct. Universidad Nacional de Colombia-Sede Bogotá, 2017 (vid. pág. 24).

GÓMEZ-Villar, García-Ruiz. "Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees". En: *Geomorphology* 34.3-4 (2000), págs. 127-144.

HAENI, FP. *Application of seismic-refraction techniques to hydrologic studies*. Vol. 2. Department of the Interior, US Geological Survey, 1988 (vid. pág. 99).

HARVEY, AM. "Factors influencing the geomorphology of dry-region alluvial fans: a review". En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Geología 1 (2002), págs. 59-75 (vid. pág. 35).

Hermann, ZEYEN y col. "Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France)". En: *Tectonophysics* 275.1-3 (1997), págs. 99-117 (vid. pág. 56).

Hongtao ABBAS, AYESHA, Zhiwei Zeng y Xinhuai Zhou. "Sedimentary facies analysis using sequence stratigraphy and seismic sedimentology in the Paleogene Pinghu Formation, Xihu Depression, East China Sea Shelf Basin". En: *Marine and Petroleum Geology* 93 (2018), págs. 287-297 (vid. pág. 45).

IM, MASON. "Algebraic reconstruction of a two-dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Thoresby colliery". En: *Geophysics* 46.3 (1981), págs. 298-308 (vid. pág. 62).

Inc., Geometrics. *SeisImager/SWTM Manual*. 2009 (vid. págs. 72, 74).

Javier, OLLONA Allue. "Integración de metodologías geofísicas para la caracterización geológico-geotécnica del terreno". En: (2014) (vid. pág. 59).

JB, RITTER y col. "Quaternary evolution of Cedar Creek alluvial fan, Montana". En: *Geomorphology* 8.4 (1993), págs. 287-304 (vid. pág. 17).

Loago N, SHEMANG. "DC resistivity and seismic refraction survey across the SE margin of Lake Ngami, NW Botswana". En: *Acta Geophysica* 57.3 (2009), págs. 728-742 (vid. pág. 61).

Lozano Francisco Serrano, MERCHÁN Antonio Guerra. "Caracterización de un complejo abanico aluvial-íagoon a la base del relleno Plioceno en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética)". En: *Geotemas (Madrid)* 5 (2003), págs. 117-121 (vid. pág. 31).

MANTILLA-FIGUEROA Luis Carlos, García-Ramírez Carlos Alberto. "Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector

SW del Macizo de Santander)". En: *Boletín de Geología* 40.1 (2018), págs. 123-144 (vid. págs. 18, 22, 24).

Maria Amélia, SILVA y col. "Determination of geotechnical properties by using seismic refraction velocities. A case study in Luanda (Angola)". En: *Boletín de Geología* 40.2 (2018), págs. 101-112 (vid. pág. 55).

Marta, PREKOPOVÁ y col. "Integration of seismic and sedimentological methods for analysis of Quaternary alluvial depositional systems". En: *Environmental Earth Sciences* 76.1 (2017), pág. 25 (vid. pág. 45).

Milton Burnett Savit, DOBRIN. *Introduction to geophysical prospecting*. Vol. 4. McGraw-hill New York, 1960 (vid. pág. 58).

MORALES, Cecilio, Michael Schmitz y Satish Pullammanappallil. "Calibración del modelo geológico-geofísico del subsuelo de Barquisimeto y Cabudare a través de métodos sísmicos y la respuesta espectral en superficie". En: *Boletín de Geología* 37.1 (2015).

Orlando, GONZÁLEZ, Maximiliano Bezada y Zuly Millán. "Geomorfología de los sistemas de abanicos aluviales localizados en el trayecto Yaritagua-Guama, estado Yaracuy-Venezuela". En: *Revista Geográfica Venezolana* 53.2 (2012) (vid. pág. 38).

PALMER, Derecke. *The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. Society of Exploration Geophysicists, 1980 (vid. pág. 18).

PAUL L, WILLIAMS y col. "Geology and geophysics of the southern Raft River Valley geothermal área, Idaho, USA". En: *Proc. 2nd United Nations Symp. Dev. Use geotherm. Resour.* 1976, págs. 1273-1282 (vid. pág. 29).

Peter M, SADLER. "Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections". En: *The Journal of Geology* 89.5 (1981), págs. 569-584 (vid. págs. 43, 44, 48).

Robert E, SHERIFF. *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2002 (vid. pág. 50).

Roger LeB, HOOKE. "Processes on arid-region alluvial fans". En: *The Journal of Geology* 75.4 (1967), págs. 438-460 (vid. págs. 23, 46).

SGC, Servicio Geológico. "Servicio Geológico Colombiano". En: *Recuperado* 15 (2018) (vid. págs. 22, 24, 25, 27, 76).

Stefano, MARAIO y col. "High-resolution seismic imaging of debris-flow fans, alluvial valley fills and hosting bedrock geometry in Vinschgau/Val Venosta, Eastern Italian Alps". En: *Journal of Applied Geophysics* 157 (2018), págs. 61-72 (vid. pág. 39).

Swanson, GRANT. "Morphology and processes of valley floors in mountain streams, western Cascades, Oregon". En: *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 89 (1995), págs. 83-83 (vid. pág. 32).

TELFORD, WM y col. "Applied Geophysics Cambridge University Press". En: *London*. 860pp (1976).

TERENCE Edgar, N, John I Ewing y John Hennion. "Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea". En: *AAPG Bulletin* 55.6 (1971), págs. 833-870 (vid. pág. 56).

WASSON, RJ. "Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania". En: *Sedimentology* 24.6 (1977), págs. 781-799 (vid. pág. 35).

WHITE, DJ. "Two-dimensional seismic refraction tomography". En: *Geophysical Journal International* 97.2 (1989), págs. 223-245 (vid. pág. 61).

William B, BULL. *Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California*. US Government Printing Office, 1964 (vid. pág. 37).

William E, GALLOWAY. "Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shore-zone depositional systems, northern Gulf of Mexico Basin". En: *Marine and Petroleum Geology* 18.10 (2001), págs. 1031-1040 (vid. pág. 38).

William Murray, TELFORD y col. *Applied geophysics*. Vol. 1. Cambridge University Press, 1990 (vid. pág. 51).

Anexos

Evidencias Fotográficas de la Adquisición Geofísica en Campo

En las Figuras 59, 60 se observan las evidencias fotográficas del trabajo realizado en campo.

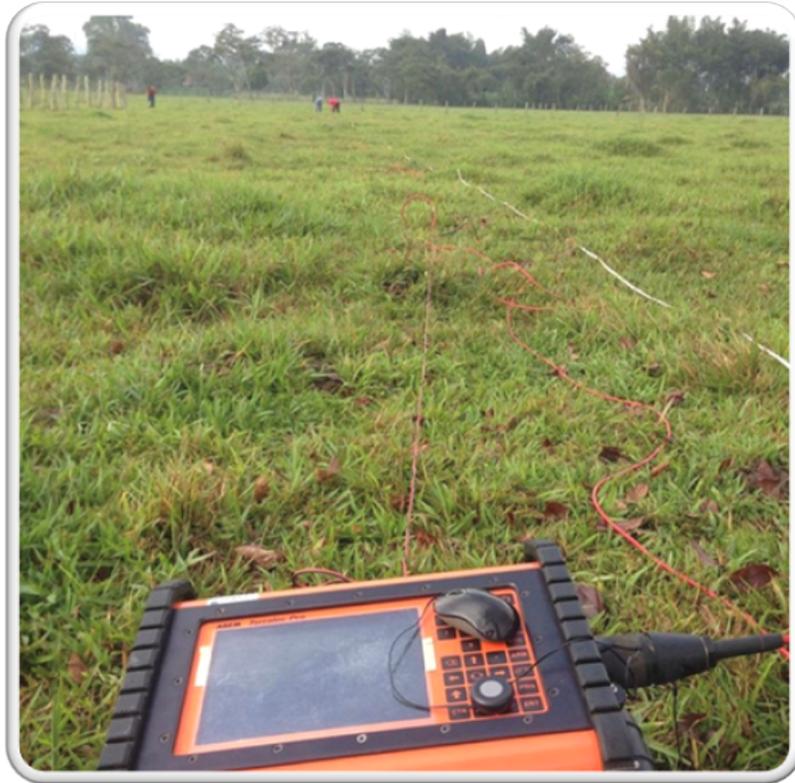
Figura 59. Adquisición de Refracción Sísmica (Autor)



Mapa Isópaco

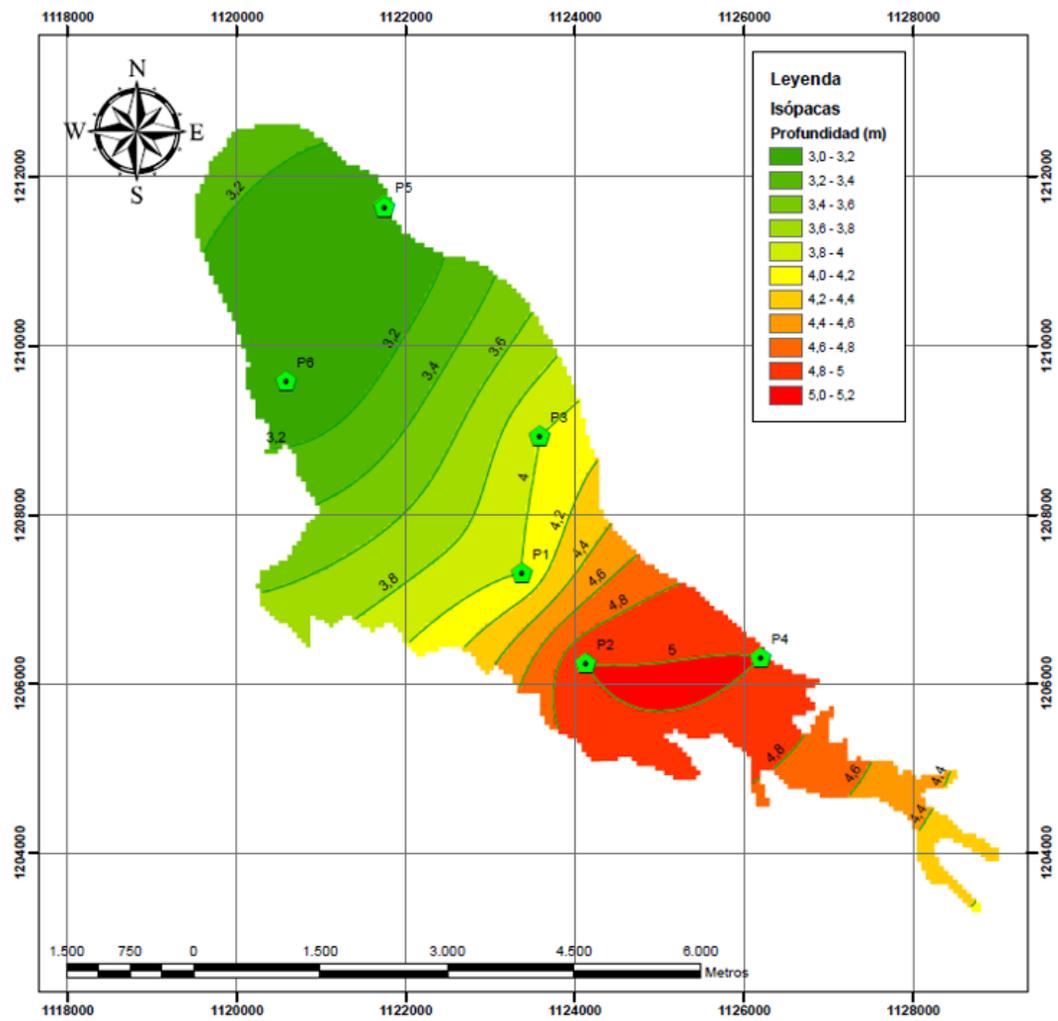
El mapa isópaco muestra la variación de espesores a lo largo del abanico aluvial, dejando ver que el rojo indica mayor espesor hacia el ápice del depósito y el color verde indica menor espesor hacia la zona distal del abanico. Una de las desventajas

Figura 60. Toma de datos sísmicos en campo (Autor)



de este mapa es que se tienen pocos datos para un área tan grande, es decir el software debe interpolar para arrojar valores de espesores en el resto del depósito.

Figura 61. Mapa de espesores con los 6 puntos de adquisición sísmica en el abanico aluvial (Autor - Sosftware Arcgis)



Sismogramas

A continuación se presentan los doce sismogramas con los apilados por fuente para cada una de las líneas sísmicas.

Figura 62. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 1A (punto 1)

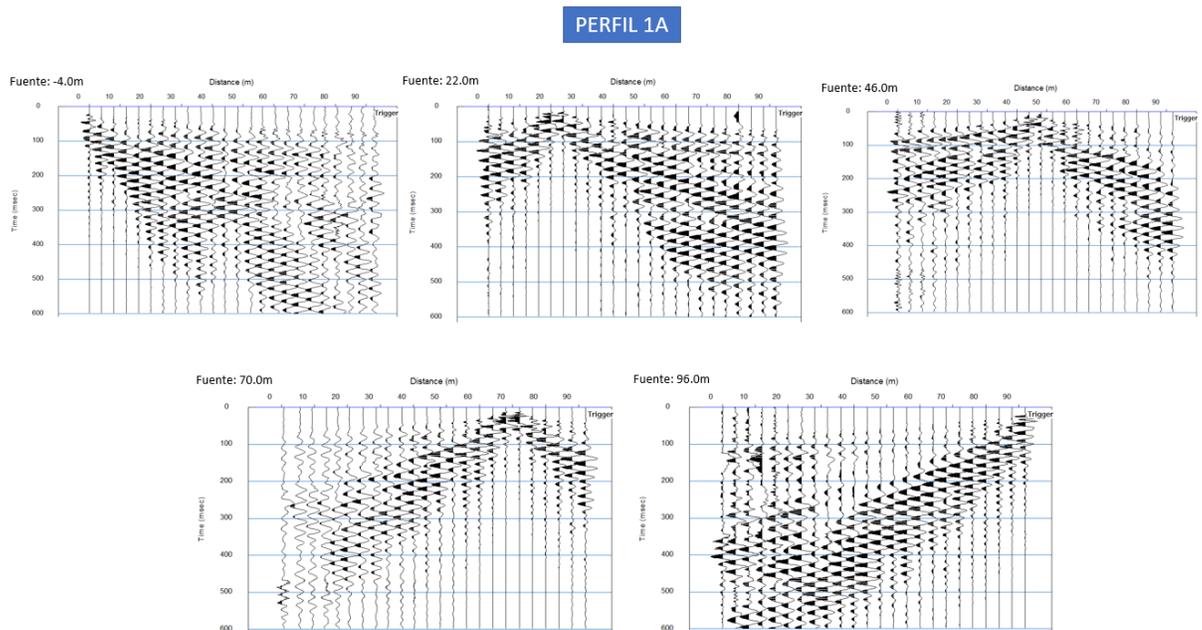


Figura 63. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 1B (punto 1)

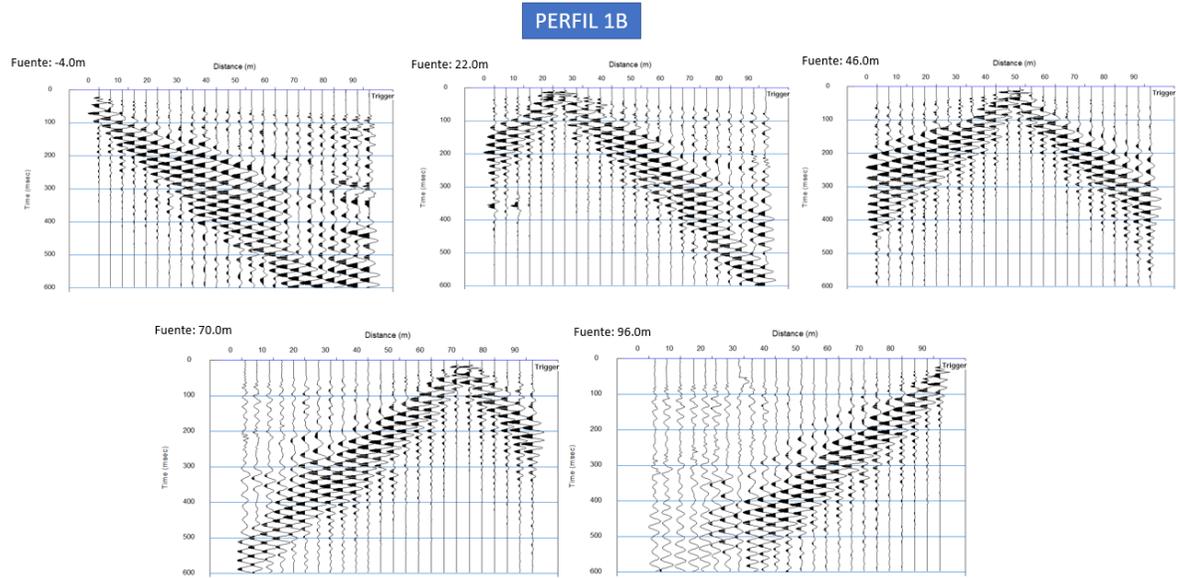


Figura 64. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 2A (punto 2)

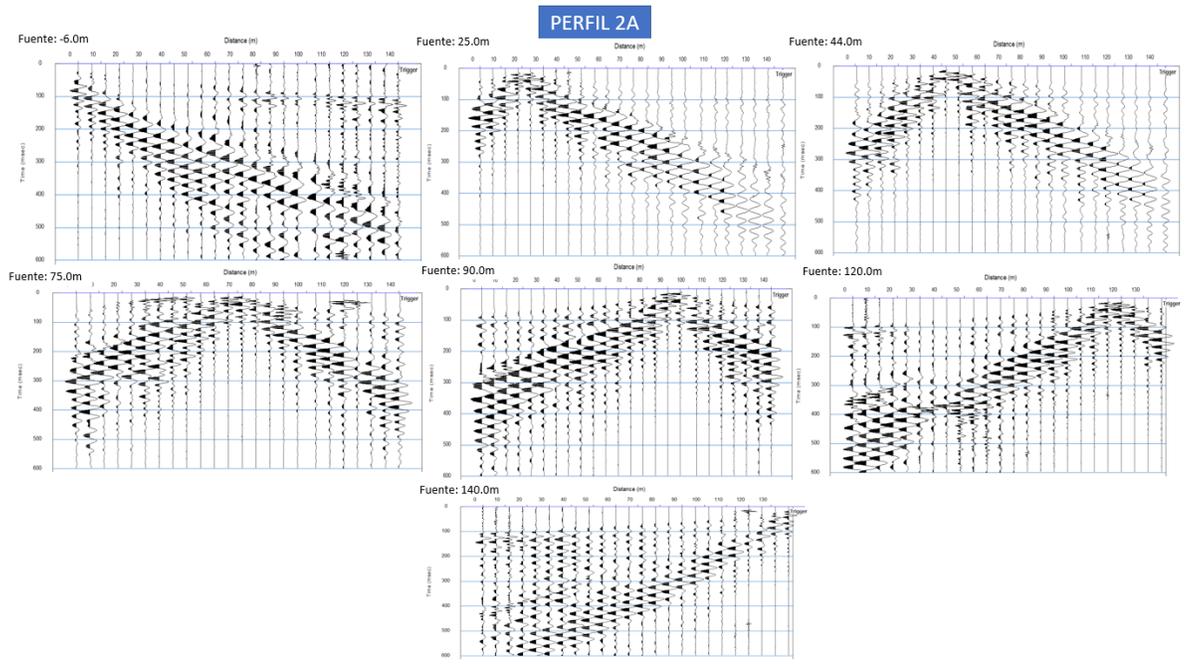


Figura 65. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 2B (punto 2)

PERFIL 2B

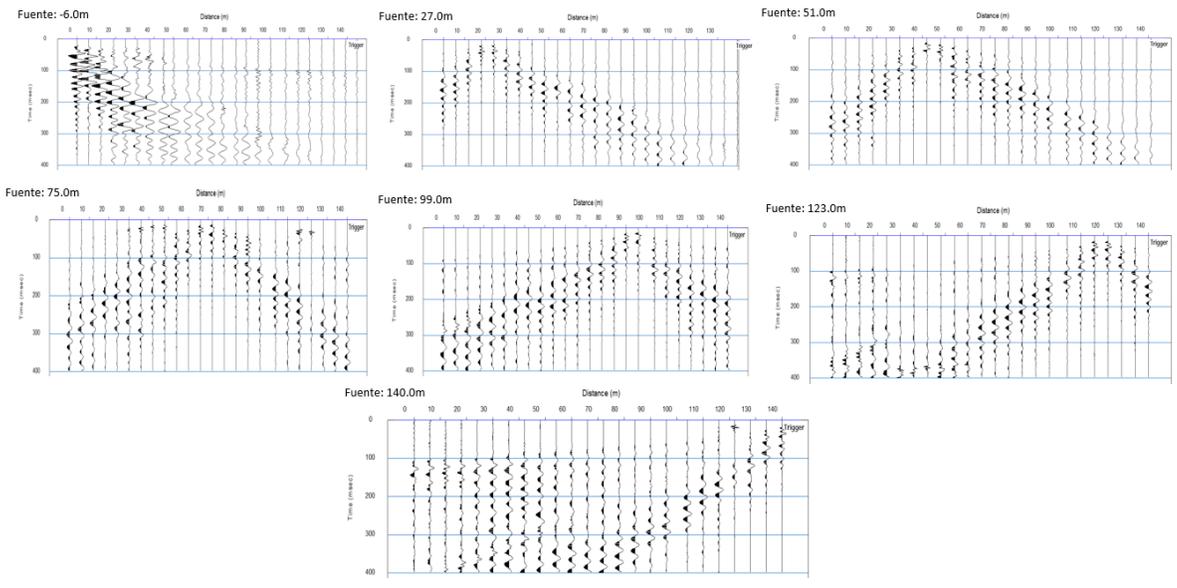


Figura 66. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 3A (punto 3)

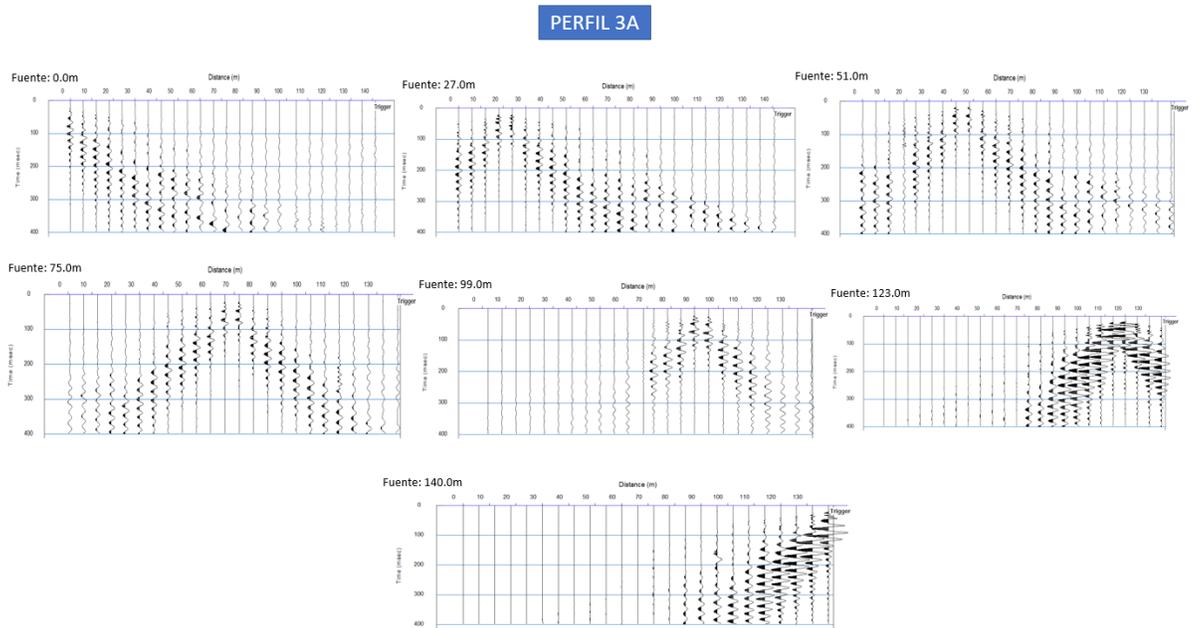


Figura 67. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 3B (punto 3)

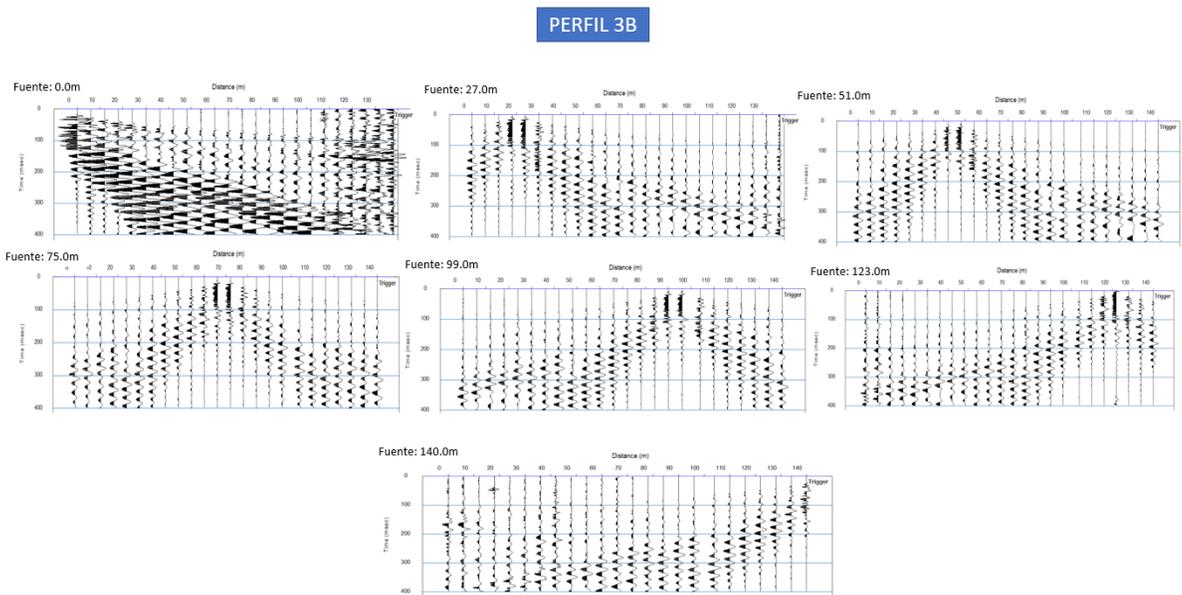


Figura 68. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 4A (punto 4)

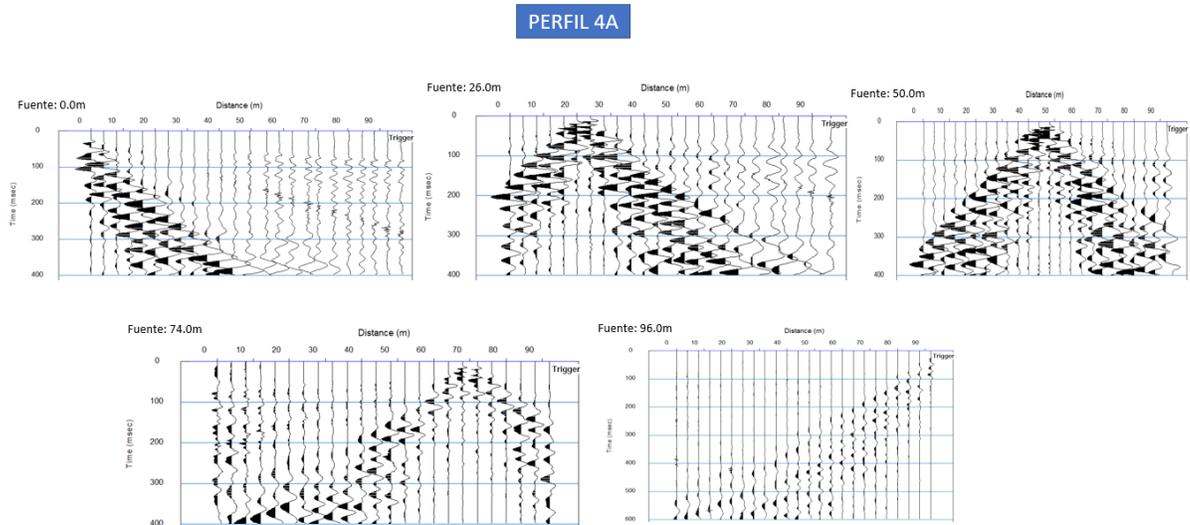


Figura 69. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 4B (punto 4)

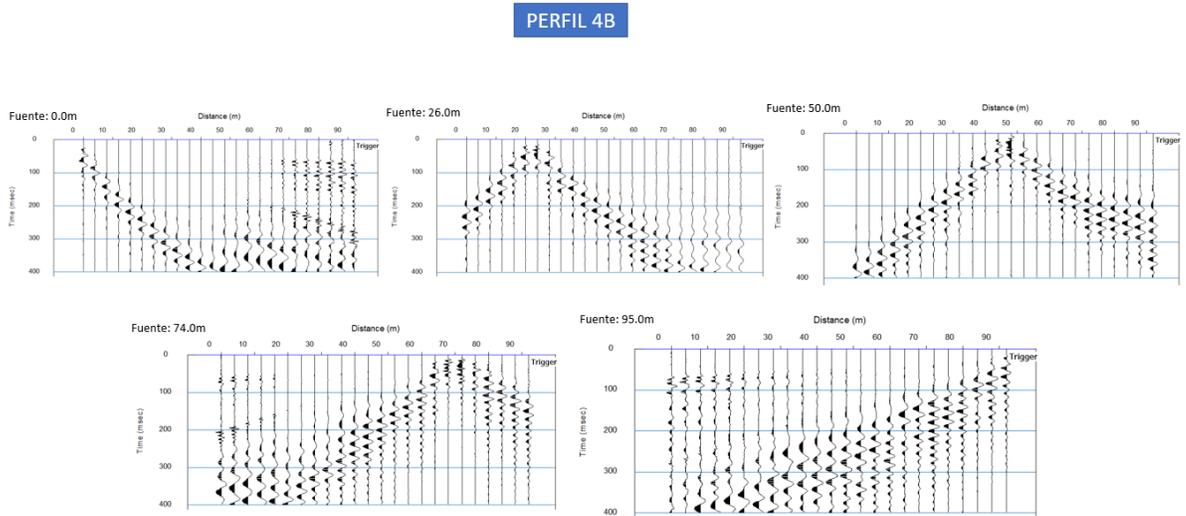


Figura 70. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 5A (punto 5)

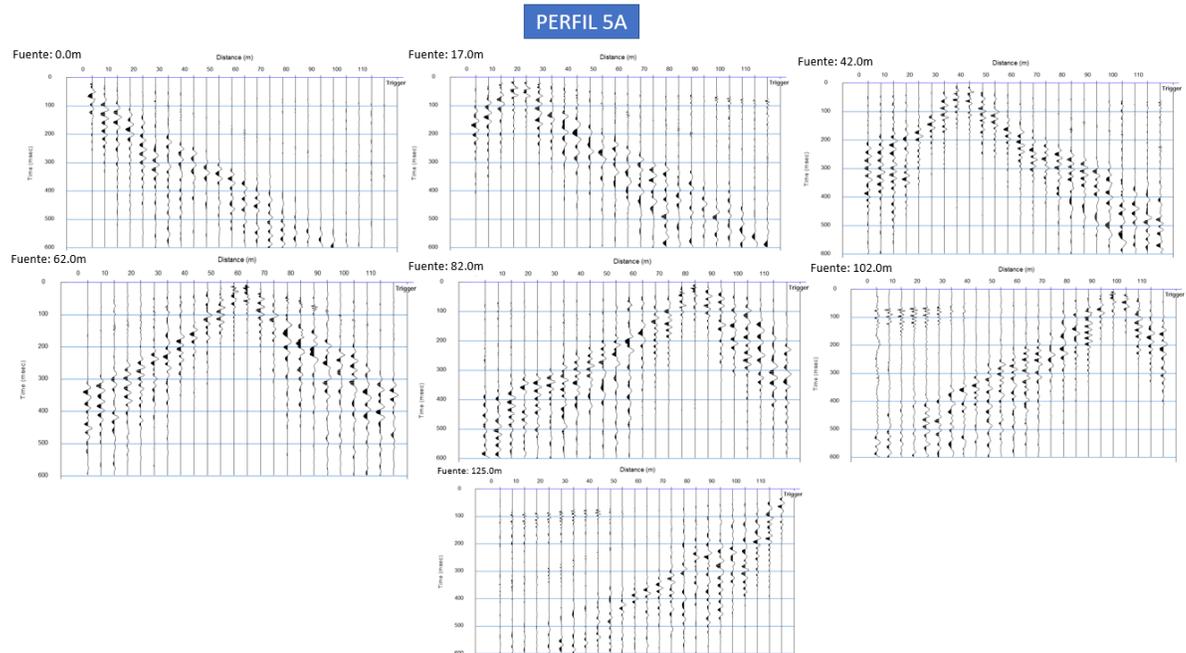


Figura 71. Sismogramas para las 7 fuentes del perfil sísmico en la línea 5B (punto 5)

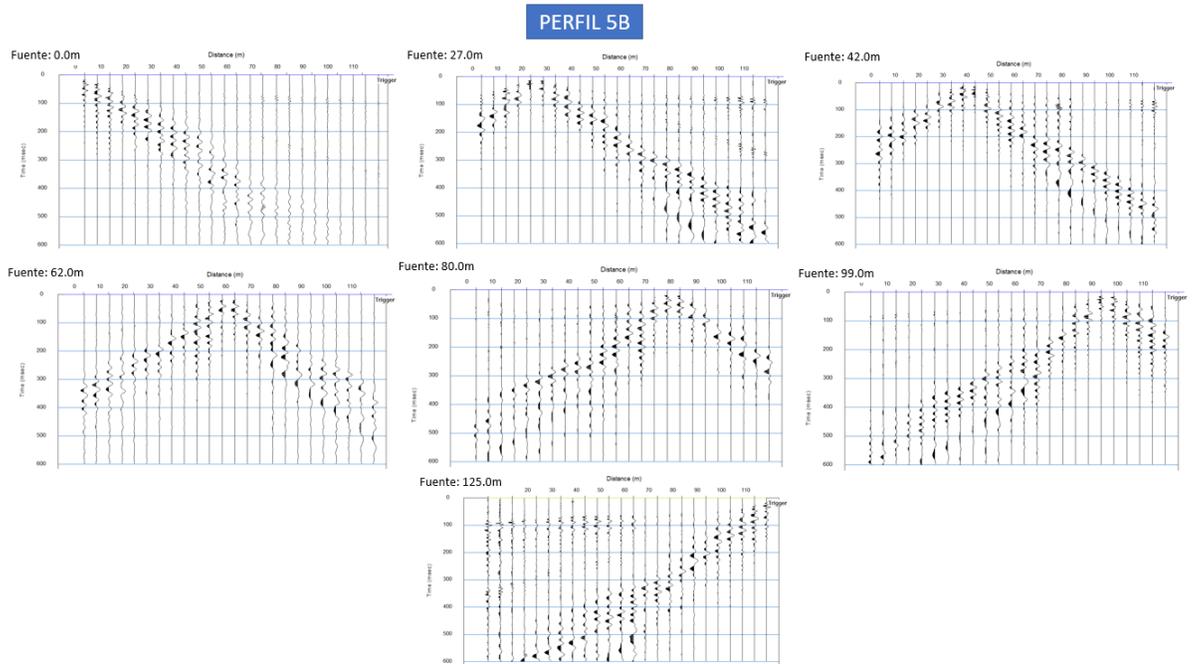


Figura 72. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 6A (punto 6)

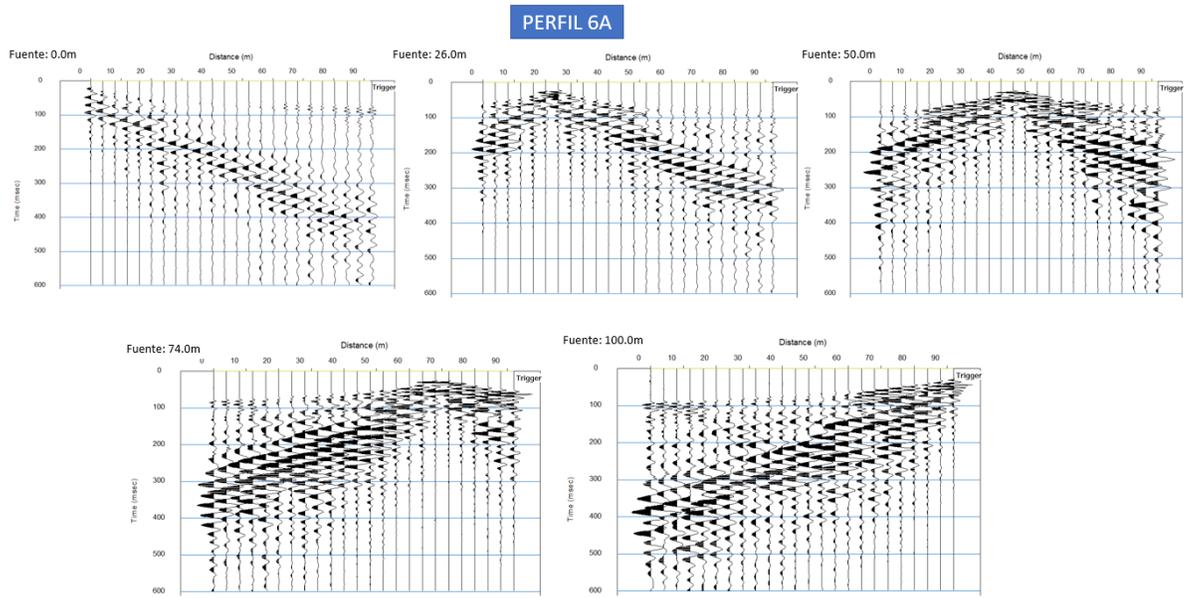


Figura 73. Sismogramas para las 5 fuentes del perfil sísmico en la línea 6B (punto 6)

