

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL BLOQUE C UBICADO EN EL
ESTADO MONAGAS, PERTENECIENTE AL PROYECTO
LA FLORIDA-AMARILIS 04G-3D A PARTIR DE DATOS
GEOELÉCTRICOS Y SÍSMICOS DE REFRACCIÓN SOMERA**

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por los Brs.
Alba M. González M. y
Terepaima R. Tabare P.
para optar al título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, 2007

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL BLOQUE C UBICADO EN EL
ESTADO MONAGAS, PERTENECIENTE AL PROYECTO
LA FLORIDA-AMARILIS 04G-3D A PARTIR DE DATOS
GEOELÉCTRICOS Y SÍSMICOS DE REFRACCIÓN SOMERA**

**Tutor Académico: Ing. Massimo Di Giulio
Tutor Industrial: Ing. Janckarlos Reyes
Cotutor Académico: Ing. Antonio Ughi**

**Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela por los Brs.
Alba M. González M. y
Terepaima R. Tabare P.
para optar al título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, 2007

Caracas, junio de 2007

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres Alba González y Terepaima Tabare, titulado:

“Estudio Geofísico Integrado del Bloque C Ubicado en el Estado Monagas, Perteneciente al Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D a Partir de Datos Geoeléctricos y Sísmicos de Refracción Somera”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Máximo Di Giulio

Jurado

Prof. Ricardo Ambrosio

Jurado

Prof. Yaraixa Perez

Jurado

Br. Terepaima Tabare
**A MIS PADRES,
ODILA Y RAFAEL**

Br. Alba González
**A MIS PADRES,
YSMALIA Y LUIS R.
Y TÍO EMIR**

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar queremos agradecer a todo aquel de alguna manera contribuyó en la creación del trabajo que ahora tenemos en mano. Principalmente a SUELOPETROL, Raúl Torres y Janckarlos Reyes por darnos la oportunidad de realizar este proyecto. A Máximo por todo el apoyo y ayuda ofrecida, por toda la paciencia y por haber estado siempre allí, a Antonio por su orientación y al profe Cavada porque fue pieza fundamental en nuestros estudios y durante el desarrollo de nuestro trabajo.

Muchísimas gracias también a Ricardo y a la profe Nuris por tanto tiempo dedicado a nosotros aun y cuando no disponían de mucho. A Benito Suniaga de PDVSA por habernos recibido y brindado su ayuda en Puerto la Cruz. A Juan y Jhonny del L.I.S.G. en quienes nos apoyamos para poder darle fin a este proyecto y a Magda por habernos salvado la vida con su computadora.

Finalmente queremos agradecer a nuestra UCV por habernos recibido durante estos años y por darnos la oportunidad de recibir nuestro título de ingenieros sin habernos pedido nunca nada a cambio.

Alba: Quiero comenzar agradeciendo a mis padres Ysmalia y Luís por su comprensión a lo largo de mi carrera, a mis hermanos Luís y Andrea quien además de hermana ha sido mi amiga, a mis abuelitas Ramona y Lucía por ser tan dulces y estar siempre pendientes. A mis tías y tíos, a mis primos, a Adri que ha sido siempre un apoyo inmenso para mí, a Andrés y a Joaquín por salvar mi compu tantas veces y a Gabriel por ser un angelito, al menos hasta ahora. Se les quiere mucho a todos.

A mi compa Tere, en principio por haber trabajado conmigo, también por su paciencia y por su comprensión en los momentos en los que más lo necesitaba.

Gracias a Tatiana, a Rafa y a la abuela por haberme recibido en sus casas. A mis otros compañeros de tesis: Maryu quien ha sido mi amiga y mi confidente al igual que Cali quien además siempre tiene una palabra de apoyo para mí, a ambas les agradezco mucho su amistad y el que forme parte del team garra-patada. A Carelo, quien a pesar de sus cosas se ha ganado mi cariño de tal manera que a pesar de tanto tiempo aún lo soporto. A Jose quien me ha apoyado, escuchado y aconsejado tantas veces y siempre estuvo allí cuando lo necesité.

También debo agradecer a aquellos que fueron parte importante de mi vida universitaria, Buli, a quien le debo tanto, incluso tal vez le debo el hecho de estar escribiendo estas líneas ahorita. A Eduin por ser el ángel que es. A mis chicas: Gemma, Krol, Tatiana, Irene y Adri por su amistad. A mi Fran que adoro y que voy a extrañar muchísimo, pues ha llegado a ocupar un lugar muy importante en mi corazón. A Jesús Eduardo por haberme enseñado mucho aun sin saberlo, ha sido y seguirá siendo especial para mí. A Neddy que es como otro manis para mí. A Dave, un caso muy especial de persona que llegó a ser muy importante para mí también. A Efraín, Meñeñe, Hermán, Daniel, Napo y Tutti a quienes les tengo un especial cariño. A otros compañeros: Jilson, Olaf, Jaime, al resto de mis compañeros de campo: Elimar, quien es una loca amiga, Yaneth, Fénelix, Fátima, Lisbeth, Melwin, Adriana, Javier, Rafa, Margarito, Fabián y Caimán.

A Mandy y Marcel, otros amigos que encontré en mi camino y que en su momento fueron un gran apoyo. A KFC por llenar mis domingos en la univ. Al negro Andrés por hacerme compañía muchas veces, aunque sea por Messenger fue de gran apoyo en muchos momentos. A Yura por estos 15 años de amistad a pesar de lo alejada que he estado los últimos de ellos. Espero no haber olvidado a nadie y si fue así les pido disculpas.

Terepaima: A Dios y a la Virgen por darme la fuerza y las herramientas para afrontar todos los eventos de mi vida y mi carrera.

A mis padres, Odila y Rafael, por apoyarme a lo largo de toda mi vida y mi carrera. Por estar siempre pendiente de mi y mi bienestar. Por mostrarme siempre el mejor camino a seguir. Por ser tan pacientes conmigo y por ser como son. Los adoro sobre todas las cosas y los quiero mucho.

A mis hermanos, Tatiana y Rafa, por estar a mi lado durante toda mi vida y carrera, aguantando todas mis cosas y ayudándome siempre en lo que estuvo a su alcance.

A mi familia linda en general que son un importante apoyo para mí, y por que siempre han servido de ejemplo para mí de una u otra forma, a mis abuelas Aída y Odila al abuelo Pedro y a mi abuelo Teodoro. A mis tías y tíos, Sintya, Valia, Yuraima, Inés, Pedro, Ramón, Alfredo y de manera especial a mi tía Tata, por tratarme tan bien durante todo el tiempo que viví en su casa en gran parte de mi carrera, gracias por todo tía muacks. Los quiero a todos y gracias por estar siempre pendiente de mí. A mis primos, primas y primitos, los quiero mucho a todos...

A la Universidad Central de Venezuela, por entregarme el conocimiento necesario para mis bases profesionales. A mi tutor académico, Máximo por sus conocimientos compartidos durante mi trabajo. A mi tutor industrial, Janckarlos. A Ricardo Ambrosio, por la gran ayuda brindada a lo largo de mi investigación. A mi compañera de tesis Alba, por aguantar todas mis necesidades y por hacerla ir tanto a San Juan, a mis otros compañeros de tesis Jose, Cali, Carelo y Maryu, porque juntos formamos un equipo y aprendimos mucho a lo largo de esta difícil tarea. Al laboratorio de investigaciones geofísicas de la uní, al profesor Bosch y a Merchán por ayudarnos con el programa de interpolación, a la empresa SUELOPETROL por permitirnos utilizar sus datos. GRACIAS A TODOS.

Alba M. González M. y Terepaima R. Tabare P.

**ESTUDIO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL BLOQUE C UBICADO EN EL
ESTADO MONAGAS, PERTENECIENTE AL PROYECTO
LA FLORIDA-AMARILIS 04G-3D A PARTIR DE DATOS
GEOELÉCTRICOS Y SÍSMICOS DE REFRACCIÓN SOMERA**

**Tutor académico: Prof. Massimo Di Giulio. Tutor industrial: Ing. Janckarlos
Reyes. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología,
Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2007, 144 p.**

Palabras claves: Sísmica de refracción, Sondeos eléctricos verticales (SEV),
Geoestadística, Mapas de velocidades, Resistividades, Espesores.

RESUMEN

El siguiente, es un estudio geofísico integrado realizado con datos pertenecientes al Bloque C ubicado dentro del área que cubrió la adquisición del Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D, al sur de la ciudad de Maturín estado Monagas. Este estudio se basa en el procesamiento e interpretación de datos de sísmica de refracción y datos de dispositivos eléctricos tipo Schlumberger. En total fueron analizadas 211 refracciones y 193 SEV. Esto con la finalidad de obtener mapas de velocidades sísmicas para la capa meteorizada y consolidada, así como también el de profundidades de la interfase entres ambas, utilizando los datos de refracción. De igual manera, utilizando los datos geoelectricos, se busca generar mapas de resistividades a tres niveles de profundidades distintos 10, 25 y 50 metros.

Para el procesamiento de los datos de refacción se utilizó, el programa Pickwin, junto con hojas de cálculo en Excel y para el procesamiento de los SEV se

utilizó el software IPI2Win. Luego de procesados los datos y generados los mapas usando el programa Surfer 8.0, se puso en práctica la herramienta geoestadística para estudiar el comportamiento de los datos al ver que los mapas de resultados iniciales mostraban zonas irregulares. Así, tomando en cuenta la estadística y la ubicación se eliminaron los valores anómalos de la base de datos, para la optimización de los mapas finales. De esta manera y por medio de la aplicación de una alternativa de interpolación adicional a la de Surfer 8.0, fue posible la generación de mapas más representativos y confiables.

Una vez obtenidos y analizados los mapas de resultados para las refracciones, se pudo obtener el mapa de velocidad para la capa meteorizada, que presentó un mínimo de 410 m/s, un máximo de 1111 m/s y un valor promedio de 785 m/s. El mapa de velocidades de capa consolidada presentó un mínimo de 1831 m/s, un máximo de 1994 m/s y una media de 1903 m/s. Los espesores verticales para la capa meteorizada encontrados en el mapa de profundidades de la interfase entre capa meteorizada y consolidada fueron de 1.63 m como mínimo, máximo de 11.83 m, y media de 6.8 m para el caso de los calculados con método Heiland.

Del procesamiento de los SEV se obtuvo que la tendencia generalizada de las curvas de resistividades aparentes fueron del tipo Q lo que corresponde a cortes geoelectrico con disminución de resistividades en profundidad. En este sentido los mapas de espesores generados a partir de los SEV, presentaron valores mínimos de 6.14 metros, máximos de 47.9 metros y una media de 19.77 metros para el primer espesor detectado, y de 10.4 metros como mínimo, 82.3 metros como máximo y media de 39.75 metros, para el caso del segundo estrato detectado. Por otro lado, el mapa de resistividad a 10 metros de profundidad presentó valores mínimos de 82.7 Ω .m, máximos de 2371 Ω .m, y una media de 894.3 Ω .m. El mapa de resistividad a 25 metros presento mínimos de 50.10 Ω .m, máximos de 1013 Ω .m y una media de 380.6 Ω .m y finalmente, el mapa de resistividades a 50 metros de profundidad mostró valores mínimos de 7.08 Ω .m, máximos de 963 Ω .m con una media de 260.2 Ω .m.

ÍNDICE

	Página
Portada	i
Contra portada	ii
Aprobación	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Resumen	viii
Índice General	x
Índice de Tablas	xiv
Índice de Figuras	xiv
Capítulo I: Introducción	
1.1 Generalidades.....	1
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Localización.....	4
1.4 Trabajos previos.....	6
Capítulo II: Marco Geológico	
2.1 Unidades tectónicas del oriente de Venezuela.....	8
2.2 Cuenca Oriental de Venezuela.....	8
2.2.1 Subcuenca de Maturín.....	9
2.3 Geología y Estructuras cercanas a la zona de estudio.....	12

	Página
2.3.1 Principales estructuras.....	12
2.3.2 Principales rasgos geológicos de la zona de estudio.....	15
2.3.3 Información de mapas adicional.....	17
 Capítulo III: Marco Teórico	
3.1 Estudio del Subsuelo Mediante Ondas Sísmicas.....	20
3.2 Fenómenos de propagación de Ondas Sísmicas.....	22
3.3 Sísmica de Refracción.....	23
3.4 Principios Generales para la aplicación del método de refracción sísmica.....	27
3.4.1 Principio de Reciprocidad.....	28
3.4.2 Ley de las Velocidades Aparentes.....	28
3.4.3 Principio de paralelismo.....	29
3.4.4 Principio de Tiempo Intercepto en el Origen.....	30
3.5 Métodos para el cálculo de espesores usando sísmica de refracción.....	30
3.6 Métodos Eléctricos.....	33
3.7 Sondeos Eléctricos Verticales.....	33
3.8 Dispositivo Schlumberger.....	35
3.9 Curvas de Resistividad Aparente.....	36
3.10 Investigaciones Hidrogeológicas a partir del uso del SEV.....	38
3.11 Aguas subterráneas.....	38
3.12 Acuíferos.....	39

	Página
3.12.1 Tipos de acuíferos.....	40
3.13 Nivel Freático.....	41
3.14 Principios de Geoestadística.....	42
3.14.1 Geoestadística Multivariada.....	44
3.14.2 Distribución de Probabilidad.....	47
3.14.3 Correlación y Estimación.....	48
 Capítulo IV: Metodología	
4.1 Sísmica de Refracción.....	51
4.1.1 Adquisición de los Datos Sísmicos de Refracción.....	51
4.1.2 Procesamiento de los Datos Sísmicos de Refracción.....	55
4.2 Prospección Eléctrica.....	63
4.2.1 Adquisición de los Datos de SEV.....	64
4.2.2 Procesamiento de los Datos de SEV.....	65
4.3 Análisis Estadístico de Datos.....	70
4.3.1 Análisis Exploratorio.....	70
4.3.2 Análisis Multivariante.....	74
 Capítulo V: Análisis y Resultados	
5.1 Análisis y Resultados de Sísmica de Refracción.....	77
5.1.1 Resultados del procesamiento.....	77
5.1.2 Estadística.....	78
5.1.3 Limpieza de Datos.....	83

	Página
5.1.4 Kriging Alternativo.....	87
5.1.5 Propuesta de Mapas Finales.....	90
5.1.6 Análisis de Mapas Finales.....	94
a) Mapa de velocidad de onda directa.....	94
b) Mapa de velocidad de primera onda cónica.....	95
c) Mapa de espesores calculados con método de Heiland.....	96
5.2 Análisis y Resultados de Sondeos Eléctricos Verticales.....	105
5.2.1 Resultados del procesamiento.....	105
5.2.2 Estadística.....	110
5.2.3 Limpieza de Datos.....	114
5.2.4 Kriging Alternativo.....	119
5.2.5 Propuesta de Mapas Finales.....	122
5.2.6 Análisis de Mapas Finales.....	125
a) Mapas de espesores del primer y segundo estrato obtenido a partir de los SEV.....	125
b) Mapas de resistividades generados a tres niveles de profundidad 10, 25 y 50 metros.....	127
Conclusiones y Recomendaciones.....	133
Referencias.....	139
Apéndices.....	144

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
1.1	Limites de la zona de estudio.....	5
5.1	Puntos atípicos suprimidos de las tablas generadas por el procesamiento de la sísmica de refracción.....	83
5.2	Rasgos estadísticos relevantes para los espesores estudiados durante el análisis.....	100
5.3.	Puntos atípicos y atípicos extremos resultado de estudio estadístico aplicado a resultados de procesamiento de los SEV.....	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.1	Ubicación general de la zona de estudio.....	5
1.2	Mapas de espesores generados por Oria y Dos Santos para estudio de capa meteorizada.....	7
2.1	Corte Geológico conceptual del oriente de Venezuela desde la plataforma Margarita-Los Testigos hasta el río Orinoco.....	8
2.2	Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	9
2.3	Columna lito-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	11
2.4	Mapa estructural del este de Venezuela donde se evidencia la localización de las estructuras y fallas más importantes en las cercanías de la zona de estudio, SFF: Falla de San francisco, U.F: Falla de Urica y el anticlinal de Tonoro representado por el frente de deformación cercano a Maturín.....	12

Figura	Página
2.5 Mapa geológico de la zona de estudio.....	14
2.6 Mapa geológico y toponímico del Bloque C.....	15
2.7 Mapa topográfico del área total estudiado durante el Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.....	18
2.8 Mapa de profundidad de nivel estático del área total estudiado durante el Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.....	19
3.1 Refracción crítica en la frontera entre dos medios en la que el inferior tiene mayor velocidad.....	23
3.2 Ilustración del método de refracción sísmica.....	24
3.3 Diagrama del avance de ondas sísmicas en profundidad, para visualizar orden de llegadas.....	25
3.4 Representación grafica de la relación de los tiempos de viaje de la Onda Directa, Onda Reflejada y la Onda Refractada.....	26
3.5 Principio de Reciprocidad.....	28
3.6 Velocidades Aparentes.....	29
3.7 Principio de Paralelismo.....	29
3.8 Tiempo Intercepto.....	30
3.9 Esquema de parámetros utilizados por el método Heiland (ABC)...	32
3.10 Modelo de Sondeo Eléctrico Vertical.....	35
3.11 Gráfico logarítmico para Curvas de Resistividades Aparentes.....	36
3.12 Modelos de curvas que representan cortes geoelectricos de tres capas.....	37
3.13 Zona saturada y no saturada en un corte transversal del subsuelo....	40
3.14 Representación de un acuífero y sus delimitaciones.....	42

Figura	Página
3.15 Ejemplo de Histograma de Frecuencias para una población de lecturas de porosidades medidas en pozo.....	45
3.16 Ejemplo de Gráfico de Caja y Bigotes.....	46
3.17 Ejemplo de curva de distribución normal.....	48
4.1 Distribución de las Refracciones y de los SEV adquiridos.....	51
4.2 Arreglo de geófonos para Sísmica de Refracción.....	53
4.3 Cámara de Refracción Strata Visor NZ11 usada en el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.....	54
4.4 Selección de primeras llegadas en Pickwin y SeisREFA.....	56
4.5 Diagrama de visualización de las fuentes en superficie y en profundidad con respecto a los detectores.....	57
4.6 Ejemplo hoja de cálculo en la que fueron realizados los cálculos de velocidades aparentes y la corrección de tiempos de la onda directa.....	59
4.7 Ejemplo de la tabla empleada para el cálculo de espesores con el método ABC.....	61
4.8 Esquema de la metodología de procesamiento de los datos de la sísmica de refracción.....	62
4.9 Mapa de ubicación de los SEV adquiridos en el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.....	63
4.10 Imagen tomada y modificada de IPI2win en la que se observa: a) Curva de resistividades aparentes y b) Tabla de resistividades verdaderas y espesores.....	67

Figura	Página
4.11 Ejemplo de una pseudosección y modelada, la cual incluye varios SEV en una misma línea de tiro con coordenada norte fija La pseudosección superior muestra las resistividades aparentes y la inferior las resistividades verdaderas modeladas.....	68
4.12 Esquema utilizado para el cálculo de las resistividades a las profundidades estipuladas.....	68
4.13 Esquema de la metodología de procesamiento de los datos de SEV.....	69
4.14 Selección de medidas de tendencia central, dispersión e histogramas de frecuencias en SPSS.....	70
4.15 Modelos de gráficos de cajas y bigotes realizados.....	71
4.16 Histogramas de frecuencia antes y después de eliminar datos atípicos extremos.....	72
4.17 Gráfica de prueba paramétrica P-P generada con SPSS.....	73
4.18 Modelo de gráficos de dispersión elaborados.....	73
4.19 Esquema general del análisis estadístico que sufrieron los datos.....	75
5.1 Mapas iniciales de velocidades de onda directa y de onda cónica...	77
5.2 Mapas iniciales de espesores calculados por medio de método de Heiland y por método de tiempos interceptos.....	78
5.3 Histogramas de frecuencias correspondientes al espesor calculado por medio del método de tiempos interceptos.....	80
5.4 Gráficos de caja y bigotes correspondientes al espesor calculado por medio del método de tiempos interceptos.....	80
5.5 Gráfico de dispersión elaborado para identificar puntos atípicos para desviación estándar de 3,09 en profundidad de interfase a partir de método de tiempos interceptos.....	81

Figura	Página
5.6 Pruebas paramétricas P-P realizadas para datos de profundidad de interfase calculados a partir de método de tiempos interceptos antes y después de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.....	82
5.7 Pruebas paramétricas Q-Q realizadas para datos de profundidad de interfase calculados a partir de método de tiempos interceptos antes y después de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.....	82
5.8 Mapas utilizados para estudiar la correspondencia de los puntos atípicos en mapas iniciales correspondientes a las refracciones con la geología.....	84
5.9 Mapas de velocidad de onda directa antes y después de depurar los datos.	85
5.10 Mapas de velocidad de onda cónica antes y después de depurar los datos.	86
5.11 Mapas de profundidad de interfase calculada por medio del método de Heiland antes y después de depurar los datos.....	86
5.12 Mapas de profundidad de interfase calculada por medio de método de tiempos interceptos antes y después de depurar los datos.....	87
5.13 Mapa de velocidad de onda directa elaborados con kriging simple y con el kriging alternativo, ambos con el mismo espaciamiento en sus curvas de nivel.....	88
5.14 Mapas de velocidad de onda cónica elaborados con kriging simple el primero y con el kriging alternativo el segundo, ambos con el mismo espaciamiento en sus curvas de nivel.....	89
5.15 Mapas de profundidad de interfase calculada con método de Heiland. El primero elaborado con kriging simple, el segundo con el kriging alternativo	89

Figura	Página
5.16 Mapas de profundidad de interfase calculada con método de tiempos interceptos. El primero elaborado con kriging simple, el segundo con el kriging alternativo.....	90
5.17 Ejemplo de gráficos de velocidad de onda directa generados con distintos radios de interpolación.....	91
5.18 Mapas Finales de método sísmico de refracción.....	93
5.19 Mapa de velocidades para la capa meteorizada que incluye la distribución de las estaciones con contenido de información sísmica.....	95
5.20 Mapa de velocidades para la capa consolidada que incluye la distribución de las estaciones con contenido de información sísmica.....	96
5.21 Mapa de espesores verticales para la capa meteorizada generados por método de Heiland, incluye la distribución de las estaciones con contenido de información sísmica.....	97
5.22 Mapa geológico y mapa de espesores calculados por método de Heiland sobre el mapa geológico, topográfico y toponímico.....	98
5.23 Mapa de espesores calculados a partir del método de Heiland y mapa de profundidades de nivel estático.....	100
5.24 Mapa de topografía, mapa de espesores verticales para la capa meteorizada y mapa de nivel estático con valores de cota.....	101
5.25 Perfiles A y B propuestos sobre los mapas de topografía, mapa de espesores verticales para la capa meteorizada y mapa de nivel estático.....	102
5.26 Perfil A propuesto sobre los mapas de topografía, de espesores verticales para la capa meteorizada y mapa de nivel estático.....	103
5.27 Perfil B propuesto sobre los mapas de topografía, de espesores verticales para la capa meteorizada y mapa de nivel estático.....	104

Figura	Página
5.28 Representación del aporte de cada tipo de curva de corte geoelectrico al total de SEV encontrados en el bloque estudiado....	106
5.29 Modelo de curva tipo Q encontrada en la zona estudiada.....	106
5.30 Distribución de tipos de curvas de corte geoelectrico sobre el área que abarca el Bloque C.....	107
5.31 Mapas iniciales de espesores del primer y segundo estrato isorresistivo.....	108
5.32 Mapas iniciales de resistividades estimadas para las profundidades de 10 m, 25 m y 50 m.....	109
5.33 Histogramas de frecuencias correspondientes a resistividad 3. Muestran la distribución antes y después de suprimir puntos atípicos extremos.....	110
5.34 Gráficos de caja y bigotes correspondientes a resistividad 3. Muestran la distribución antes y después de suprimir puntos atípicos extremos.....	111
5.35 Gráfico de dispersión elaborado para identificar puntos atípicos para desviación estándar de 3,09 en resistividad 3.....	112
5.36 Pruebas paramétricas P-P realizadas para datos de resistividad 3 antes y después de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.....	112
5.37 Pruebas paramétricas Q-Q realizadas para datos de resistividad 3 antes y después de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.....	113
5.38 Mapas utilizados para estudiar la correspondencia de los puntos atípicos en mapas iniciales correspondientes a los SEV con la geología.....	115
5.39 Mapas de espesores del segundo estrato detectado.....	117

Figura	Página
5.40 Mapas de resistividades a 10 m de profundidad antes y después de la limpieza de los datos.....	118
5.41 Mapas de resistividades a 25 m de profundidad antes y después de la limpieza de los datos.....	118
5.42 Mapas de resistividades a 50 m de profundidad antes y después de la limpieza de los datos.....	119
5.43 Mapas de espesores del primer estrato detectado generados con kriging simple el primero y el segundo con el kriging alternativo.....	120
5.44 Mapas de espesores del segundo estrato detectado generados con kriging simple el primero y el segundo con el kriging alternativo.....	120
5.45 Mapas de resistividades a una profundidad de 10 m generados con kriging simple el primero y el segundo con el kriging alternativo.....	121
5.46 Mapas de resistividades a una profundidad de 25 m generados con kriging simple el primero y el segundo con el kriging alternativo.....	121
5.47 Mapas de resistividades a una profundidad de 50 m generados con kriging simple el primero y el segundo con el kriging alternativo.....	122
5.48 Mapas de Resultados Finales correspondientes a los espesores de estratos detectados.....	123
5.49 Mapas Finales correspondientes a las resistividades para los tres niveles de profundidad estudiados.....	124
5.50 Mapas de espesores para el primer estrato y segundo estrato detectado por los SEV, incluida la distribución de los datos.....	125

Figura		Página
5.51	Comparación entre los mapas de espesores de primer estrato detectado y de profundidad del nivel estático.....	126
5.52	Mapas de resistividades para los tres niveles de profundidad estudiados con la distribución de los datos.....	128
5.53	Comparación entre mapa de resistividad a 10 m de profundidad y el mapa geológico y toponímico.....	129
5.54	Comparación entre mapas de resistividades las profundidades estudiadas y mapa de profundidad de nivel estático.....	130

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

La Cuenca Oriental es, según González de Juana *et al.* (1980), la segunda cuenca petrolífera más importante de Venezuela, se encuentra limitada al norte por la Cordillera de La Costa, al sur por el río Orinoco, al este por la plataforma del Delta del mismo río y al oeste por el Lineamiento de El Baúl. Debido a su importancia para la industria petrolera en los últimos años se han venido realizando innumerables estudios geofísicos y geológicos en ella. Esto con la finalidad de obtener perfiles del espesor de sedimentos hasta el basamento de la cuenca, localizar fallas, zonas de fractura en el basamento somero, determinar el espesor de la capa meteorizada, localizar aguas subterráneas, entre otros.

En Venezuela, existe una gran cantidad de empresas que realizan estudios geofísicos, dentro de ellas se encuentra Suelopetrol SACA C.A, la cual ofrece servicios de adquisición, procesamiento e interpretación sísmica en 2 y 3 dimensiones. En este sentido, y con el fin de estudiar parte de la Cuenca Oriental de Venezuela, se desarrolló el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D financiado por PDVSA, el cual se basó en la adquisición sísmica 3D y de datos geoelectrónicos en un área de 1347 Km² en una zona comprendida entre las poblaciones de Aguasay y Maturín en el estado Monagas. La finalidad de dicho proyecto era identificar estructuras por debajo del frente de deformación del norte de Monagas con el objeto de localizar reservas de hidrocarburos y de posibles acuíferos (Pardo J., 2005).

Dentro de este marco, es bien conocido que los estudios de reflexión sísmica van siempre acompañados de un estudio previo de refracción, cuyo objetivo es el de realizar la corrección estática sobre los datos de reflexión adquiridos. Para la ejecución del proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D se realizó una caracterización de

capa meteorizada o capa de baja velocidad partiendo de 1340 tendidos de refracción distribuidos uniformemente y aproximadamente uno por kilómetro cuadrado (Pardo J., 2005). Por otro lado, también se levantaron 1300 sondeos eléctricos verticales, con la misma distribución y ubicación de las refracciones.

En consecuencia, y dada la importancia económica y social de la zona, surge la necesidad de realizar un buen procesamiento e interpretación de los datos de refracción sísmica y geoelectrónicos adquiridos durante el proyecto La Florida-Amarilis, para el aprovechamiento en sí de los datos para futuros levantamientos sísmicos en la zona, así como también para el beneficio general de la región.

Dentro de este orden de ideas, el presente estudio pretende utilizar los datos de refracción obtenidos del proyecto La Florida-Amarilis para determinar las propiedades y espesores de la capa meteorizada, caracterizándola a través de mapas de velocidad de capa meteorizada, velocidad de capa consolidada y espesores. Por otra parte, este estudio pretende procesar los SEV adquiridos, realizando un importante aporte a la zona, al proponer mapas de resistividades que ayuden a estimar el nivel freático en el lugar, lo que sería de gran utilidad en futuros estudios acerca de la presencia de acuíferos en la zona, ratificando la efectividad de los métodos de prospección eléctrica en la localización de aguas subterráneas.

De esta manera, los estudios de sísmica de refracción en conjunto con los métodos de prospección eléctrica, como los aplicados en el proyecto, se complementan de manera óptima para la realización de estudios hidrogeológicos, los cuales en la actualidad son de gran importancia, debido a que el suministro de agua potable se ha convertido en un servicio de primera necesidad dentro de las distintas poblaciones del país. De igual manera, el proyecto constituye un aporte en la conformación de una base de datos que será de utilidad para el conocimiento del espesor de capa meteorizada en el área de estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Realizar la interpretación geofísica integrada de datos geoelectricos y sísmicos de refracción somera del Bloque C ubicado en el estado Monagas, perteneciente al proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.

1.2.2 Objetivos específicos

- a) Calcular el espesor de la capa meteorizada utilizando el método de tiempos interceptos, y el método ABC (Heiland), con los datos de refracción somera.
- b) Generar mapas de distribución de velocidades sísmicas y espesores para la capa meteorizada y consolidada.
- c) Estimar los valores de resistividad y profundidad para cada SEV.
- d) Generar mapas de isorresistividades a tres niveles de profundidad distintos.
- e) Emplear herramientas Geoestadísticas que permitan obtener resultados que se ajusten con las características del área.

1.3 Localización de la zona de estudio

La adquisición de los datos de sísmica de refracción y geoeléctricos sobre los cuales se basa este proyecto de investigación se encuentran enmarcados dentro del proyecto Florida Amarilis 04G-3D, el cual se realizó en Venezuela, estado Monagas, al suroeste de la ciudad de Maturín y comprende un polígono irregular de de 1348.96 Km² (Pardo J., 2005). La ubicación del proyecto comprende los municipios Maturín, Santa Bárbara, Ezequiel Zamora y Aguasay del estado Monagas como se puede ver en la figura 1.1.

La zona de estudio comprende las coordenadas mostradas en la Tabla 1.1 abarcando un área aproximada de 226 Km² (BLOQUE C). Cabe destacar que las coordenadas mostradas en este trabajo, se mantuvieron a lo largo de todo el estudio y corresponden a un sistema generado exclusivamente para mantener la confidencialidad de los datos suministrados.

Tabla 1.1. Límites de la zona de estudio.

	NORTE	ESTE
Coordenada	26214	53129
Coordenada	7014	64329

En la Figura 1.1 se puede observar la ubicación nacional y regional de la zona de estudio en este proyecto de investigación.

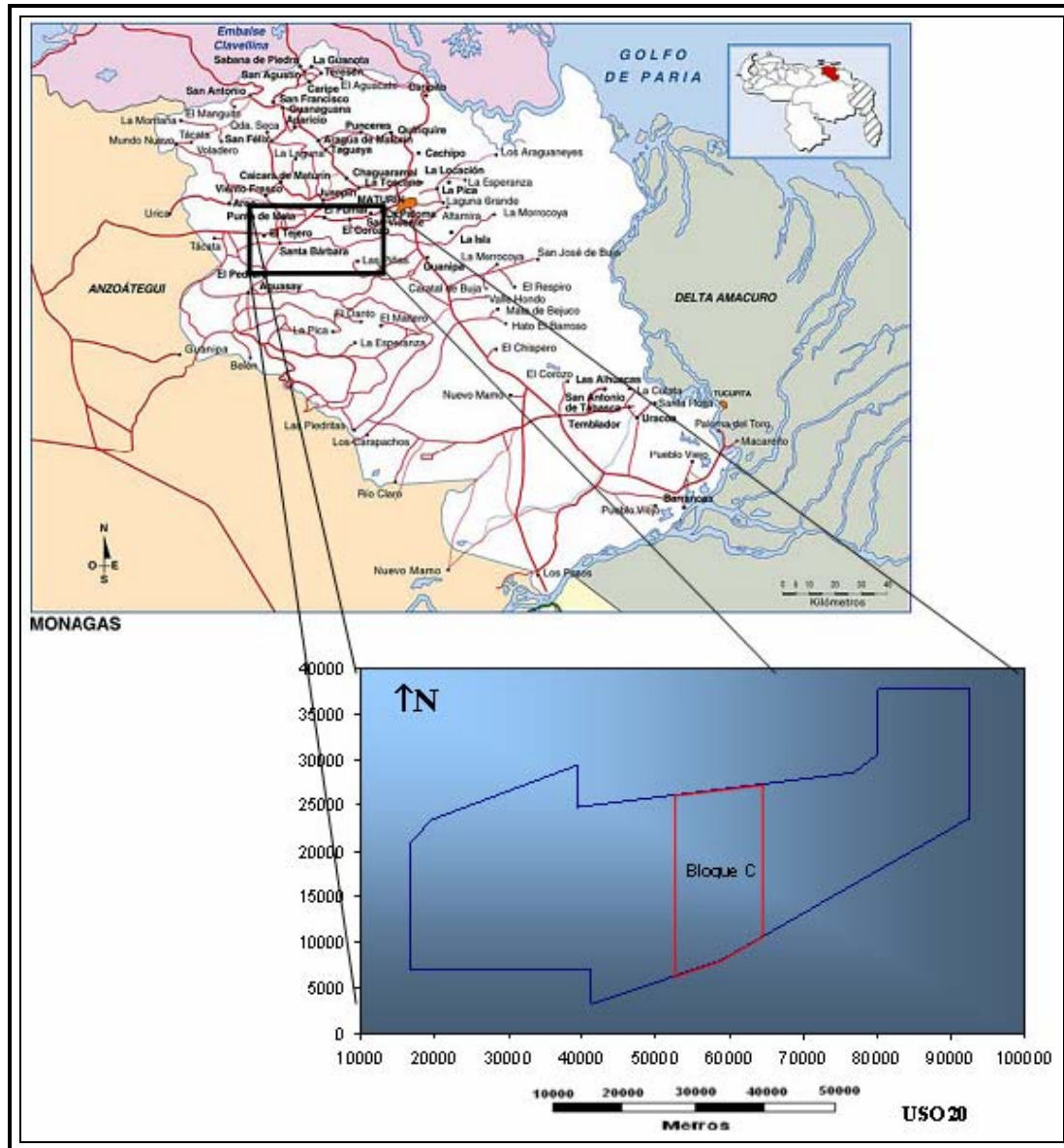


Figura 1.1. Ubicación general de la zona de estudio (Tomado y Modificado de Pardo J 2005).

1.4 Trabajos Previos

En el año 2002, Dorian Oria y Sergio Dos Santos presentaron un trabajo de investigación en el XI Congreso Venezolano de Geofísica, titulado Metodología para la elaboración de modelos de capa meteorizada. Éste se basó en la proposición de una metodología de trabajo para la elaboración de modelos de capa meteorizada aplicable en áreas de la Faja del Orinoco específicamente.

Debido a que la topografía en la faja petrolífera del Orinoco puede llegar a ser bastante compleja por procesos erosivos sobre el terreno, es necesario considerar estas irregularidades durante el procesamiento de datos para la corrección estática, puesto que de otro modo, dichas irregularidades van a dar como resultado la propuesta de estructuras geológicas que realmente no se encuentran presentes en el área.

Por tal motivo, los autores ya mencionados han propuesto el empleo de un software generado por ellos mismos y denominado InterRefrac para el procesamiento de datos de refracción que contempla la presencia de complejidades en la topografía. La adquisición debe ser diseñada de manera tal que se obtenga información sobre líneas de tiro y líneas receptoras, para que así, algunos de los tendidos de refracción se encuentren sobre la misma línea y puedan ser ajustados los valores de sus cotas, el cual es el parámetro de peso durante el procesamiento.

El programa permite graficar las líneas sobre las que se haya grabado información. A su vez, dicho programa genera una base de datos con todos los valores de la cota de la base de la capa meteorizada en cada uno de los nodos que él mismo genera para obtener un mallado que facilite la interpretación.

El último paso consiste en tomar el mapa topográfico y restarle el mapa generado a partir de las cotas de la interfase estudiada, de esta manera se obtiene el

mapa de espesores de la capa meteorizada más acorde con las estructuras geológicas presentes. En la figura 1.2 se puede ver la diferencia entre el mapa generado con los datos obtenidos por medio del programa InterRefrac y el mapa generado con datos sin tratamiento alguno, en los cuales se puede observar como varían notoriamente los espesores entre uno y otro.

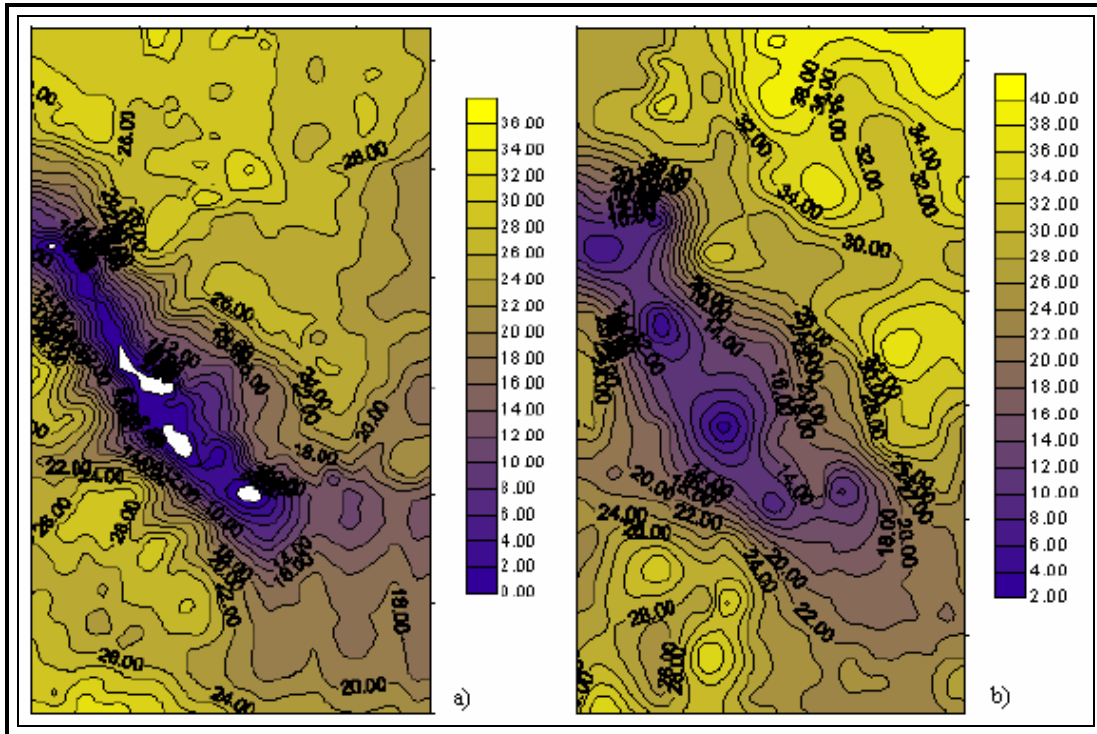


Figura 1.2. Segmentos de mapas de espesores generados por Oria y Dos Santos para estudio de capa meteorizada. En el gráfico a) se observa un segmento del mapa generado a partir de InterRefrac y en el b) el mismo segmento del generado sin ningún tipo de procesamiento (Tomado y modificado de Oria 2002).

CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO

2.1 Unidades tectónicas del oriente de Venezuela

En el Oriente de Venezuela se destacan cuatro unidades tectónicas (Hung, 1997); al norte de la falla del Pilar se encuentran las rocas metamórficas e ígneas oceánicas de Araya-Paria, hacia el sur los sedimentos erosionados del margen pasivo aflorando en la serranía del interior, al sur los sedimentos terciarios-cuaternarios de la Cuenca Oriental, y más al sur el Cratón de Guayana (Figura 2.1), siendo de importancia para este trabajo la unidad tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela.

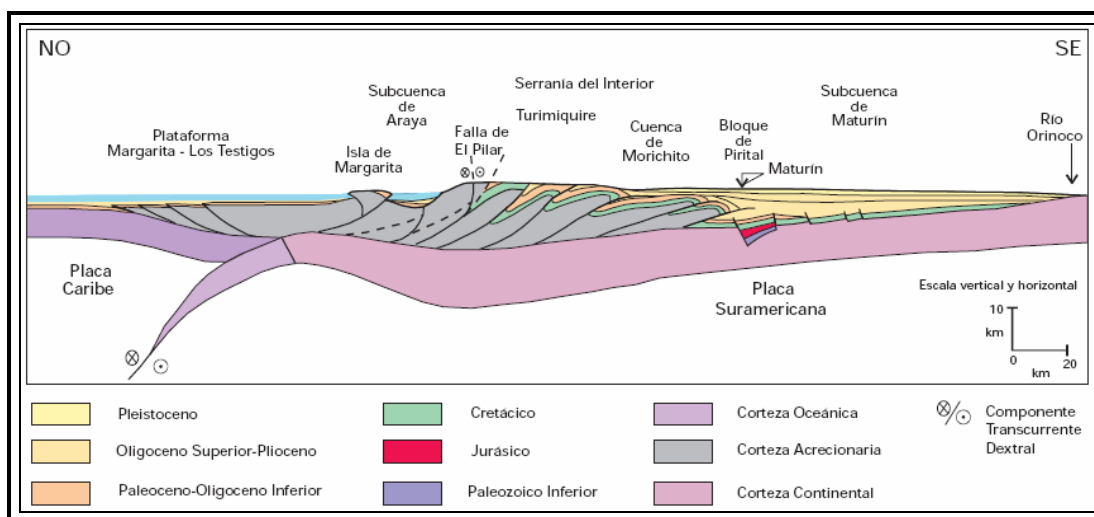


Figura 2.1. Corte Geológico conceptual del oriente de Venezuela desde la plataforma Margarita-Los Testigos hasta el río Orinoco (Tomado de Schlumberger 1997).

2.2 Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental comprende los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas, la extensión meridional del estado Sucre y el Delta Amacuro, prolongándose mar adentro hacia la Plataforma Deltana y el sur de Trinidad (Figura 2.2). Se encuentra limitada al norte por el cinturón de plegamiento y fallamiento de la Serranía del

Interior y por la falla del Pilar. Al este por la plataforma del Delta del Orinoco, al oeste por el lineamiento de El Baúl y hacia el sur la cuenca se extiende hasta el río Orinoco. Tiene una longitud aproximada de 800 Km en sentido este-oeste, un ancho promedio de 200 Km de norte a sur y un área total aproximada de 165.000 Km² de superficie, lo cual la hace la de mayor extensión superficial (González de Juana *et al.*, 1980).

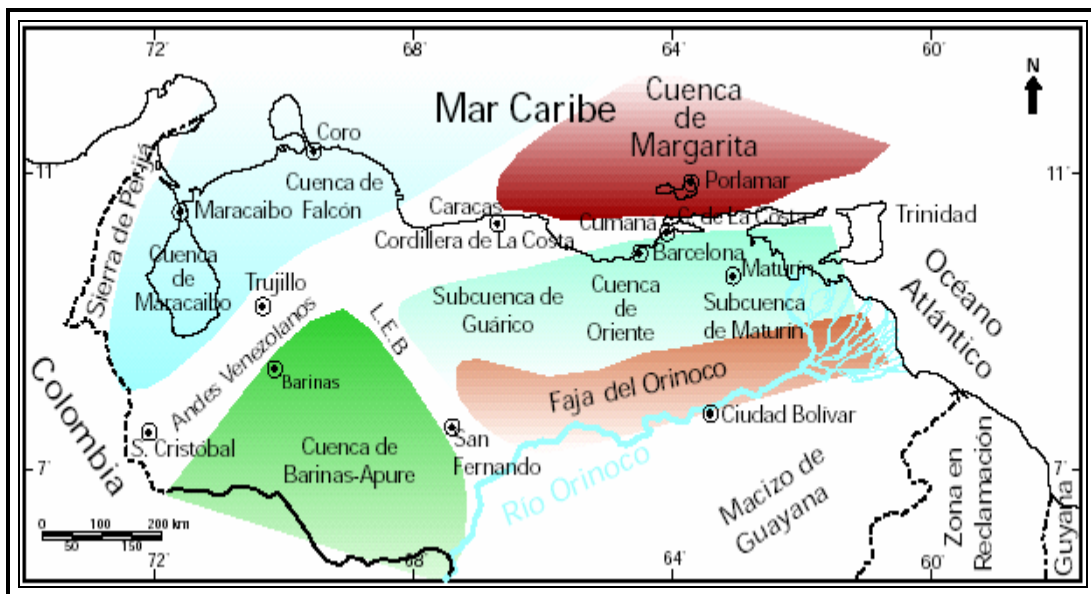


Figura 2.2. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela. Se puede ver en verde claro y ubicada entre la cuenca de Margarita y la faja petrolífera del Orinoco (Tomado de Schlumberger 1997).

La Cuenca Oriental de Venezuela ha sido subdividida operacionalmente en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico y la Subcuenca de Maturín, pero para efectos de este estudio solo se hará referencia a la Subcuenca de Maturín.

2.2.1 Subcuenca de Maturín

La Subcuenca de Maturín constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental. La estratigrafía de la Serranía del Interior Oriental representa en buena parte la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín: una espesa

y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno.

El flanco sur de la Subcuenca de Maturín, presenta una estratigrafía sencilla, con el Grupo Temblador en su parte inferior, como representante del Cretácico, y una sección terciaria suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno-Pleistoceno, en la que se alternan ambientes fluvio-deltaicos y marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales (Schlumberger, 1997), como muestra la columna estratigráfica de la Cuenca Oriental en la figura 2.3.

Para los campos del norte de Monagas, la roca madre por excelencia se encuentra representada por el Grupo Guayuta, aunque no se descarta el aporte de secuencias con materia orgánica de afinidad continental. Los yacimientos más importantes son de edad terciaria; los campos del norte de Monagas están constituidos por las Formaciones Carapita, Naricual, Los Jabillos y Caratas. También se han encontrado buenos yacimientos en las areniscas de la Formación San Juan (Cretácico Tardío), y en unidades tan jóvenes como las Formaciones La Pica (Mioceno) y Las Piedras-Quiriquire (molasa mio-pliocena).

Revisten particular importancia las estructuras de tipo compresivo, como las del campo El Furrial, para el entrapamiento de los hidrocarburos. Las unidades sello regionales, importantes para la secuencia Cretácico-Terciaria en el flanco norte de la subcuenca, son las Formaciones Vidoño, Areo y Carapita. Estas dos últimas también pueden ser contenedoras de yacimientos lenticulares.

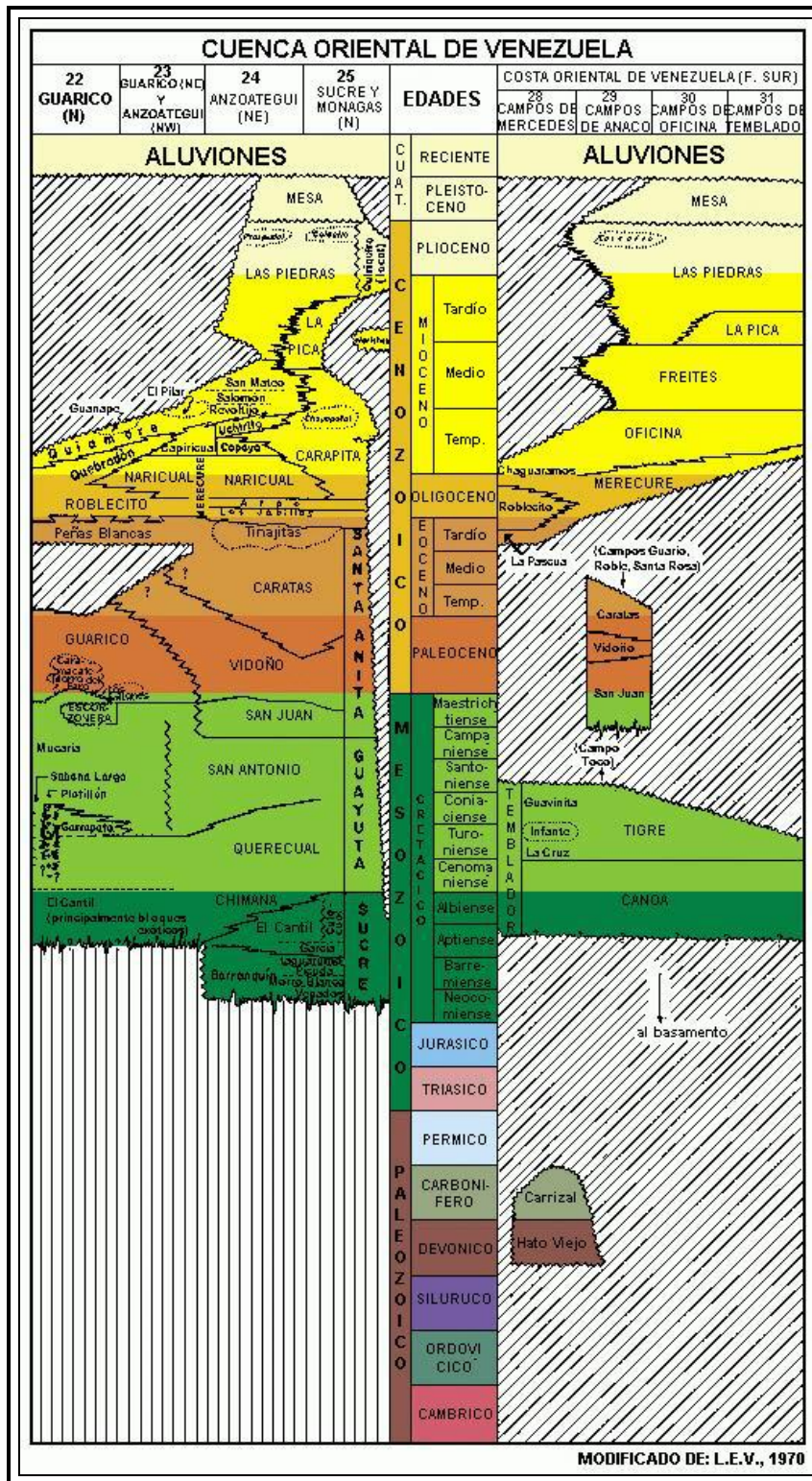


Fig. 2.3. Columna lito-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de Léxico Estratigráfico de Venezuela III 2006)

2.3 Geología y Estructuras cercanas a la zona de estudio

2.3.1 Principales estructuras

En la parte oriental de Venezuela, existen varias estructuras de carácter regional, las cuales son identificables, por los rasgos estructurales particulares, a través de las montañas y de la cordillera en el Oriente de Venezuela, como lo son las fallas de Pirital, Urica, San Francisco, Anaco, El Pilar y el Anticlinal de Tonoro siendo de mayor importancia para este estudio las que se encuentran más al sur (figura 2.4).

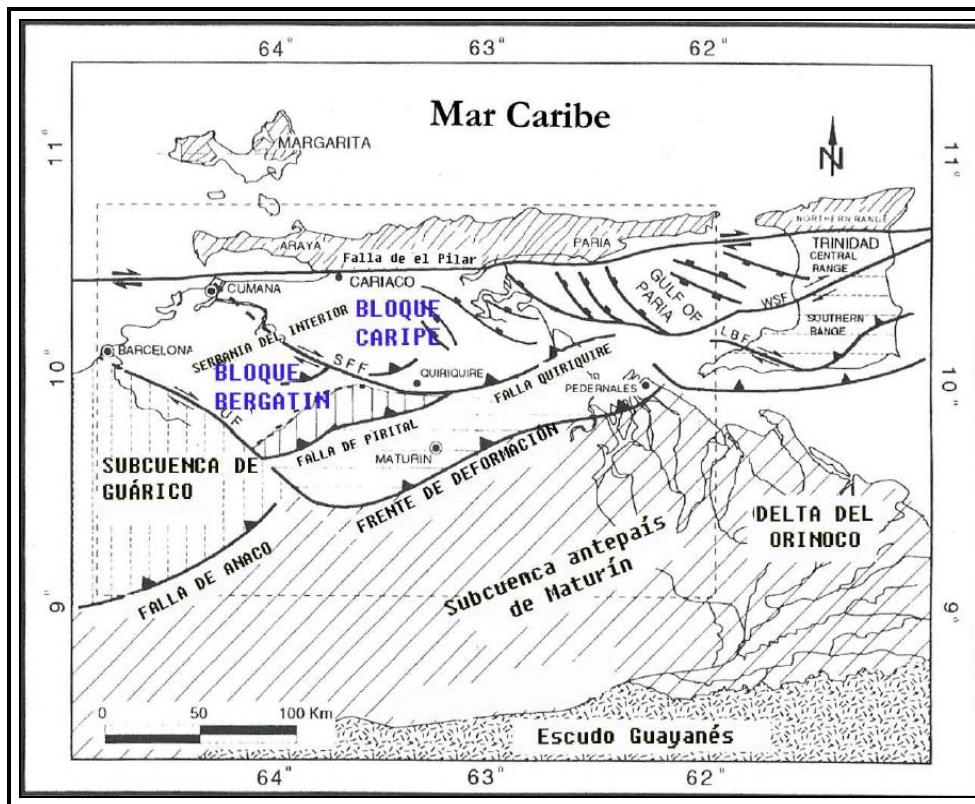


Figura 2.4. Mapa estructural del este de Venezuela donde se evidencia la localización de las fallas más importantes en las cercanías de la zona de estudio, S.F.F: Falla de San Francisco, U.F: Falla de Urica y el anticlinal de Tonoro representado por el frente de deformación cercano a Maturín (tomado de Hung, 1997)

La empresa GEOHIDRA, con base en la información geológica recopilada en 2004, elaboró un mapa geológico que muestra información sobre vialidad, hidrografía, estructuras geológicas, litología y formaciones aflorantes, entre otros, de la zona (Figura 2.5), en la que se muestran también los límites del bloque C en estudio.

Debido a las características someras del estudio realizado, sólo son de importancia las estructuras más cercanas al denominado Bloque C. De esta manera y como muestra el mapa geológico de la figura 2.5, la falla de Urica y el anticlinal de Tonoro son las estructuras de mayor relevancia en este caso, puesto que ambas se encuentran intersectando al polígono de estudio del proyecto La Florida - Amarilis 04G-3D en su extremo oeste. A continuación se muestra una breve descripción de ambas estructuras.

La falla de Urica se extiende desde la zona petrolífera de Túcata en dirección NO, terminando cerca de la ciudad de Barcelona, en las cercanías del Mar Caribe. Este accidente tectónico no posee expresión superficial, pues está cubierto por los depósitos terciarios y cuaternarios. Tiene movimiento transcurrente dextral y parte de ella controla estructuralmente el alto valle del río Amana. La falla en su trazado hacia el NO, delimita abruptamente la litología mesozoica de la Serranía del Interior Oriental (GEOHIDRA, 2004).

La estructura conocida como **Anticlinorio de Tonoro - El Lirial**, tiene una orientación SO-NE y afecta las capas subyacentes a la Formación Mesa; está delimitada en su extremo occidental por la falla de Urica. El anticlinorio se considera más joven que la estructura de Pirital y podría continuar hacia el este de modo indefinido. Algunos autores creen que el anticlinorio corresponde a un levantamiento diapírico regional que se extiende desde el sur de Trinidad, se divide en la zona de Pedernales y continúa hasta la mesa de Guanipa, donde se evidencia en menes asfálticos, volcanes y flujos de lodo (GEOHIDRA, 2004).

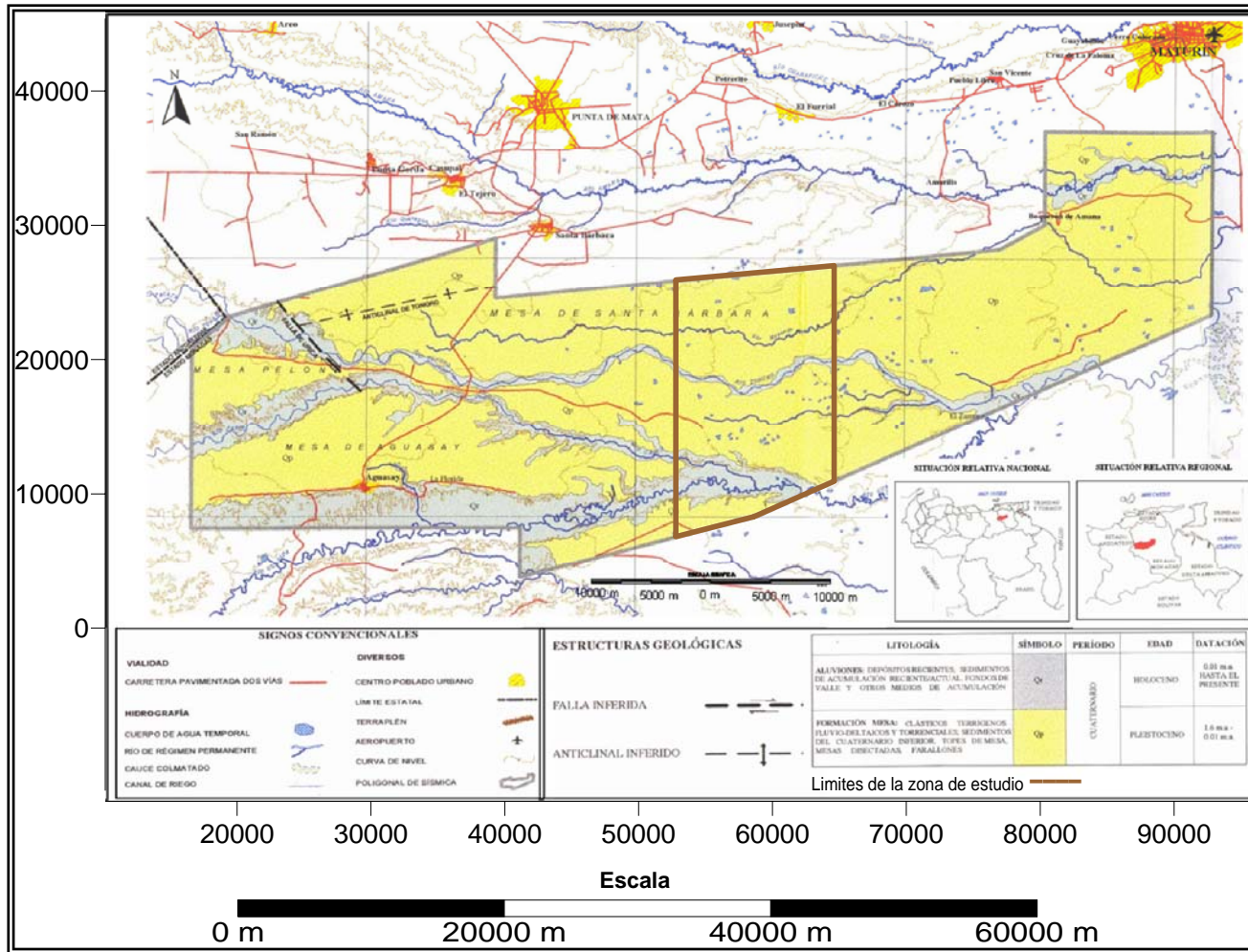


Figura 2.5. Mapa geológico de la zona de estudio en el que se encuentra resaltado en marrón el área del Bloque C (Tomado y modificado de Pardo, 2005)

2.3.2 Principales rasgos geológicos de la zona de estudio

Partiendo de las figuras 2.5 y 2.6 se puede ver como, en la totalidad del área estudiada, los afloramientos se encuentran dominados por materiales pertenecientes a la Formación Mesa, exceptuando algunos aluviones depositados recientemente por los ríos presentes en el lugar. En el caso específico del Bloque C, se cuenta con la presencia de cuatro ríos principales con una dirección de este a oeste, los cuales son: el río Mapirito al Norte, el río Tonoro en la parte central y los ríos Caris y Guanipa al sur del dicho bloque (Figura 2.6).

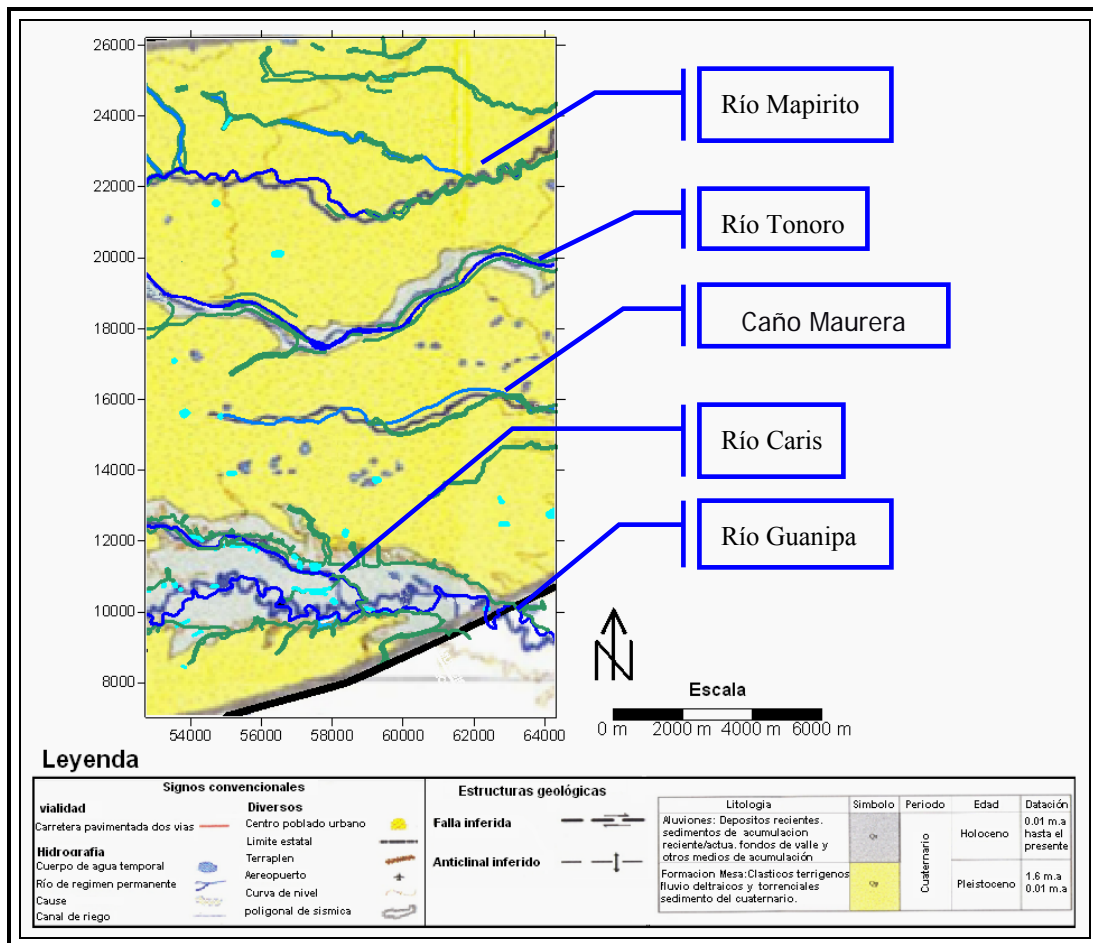


Figura 2.6. Mapa geológico y toponímico del Bloque C (Tomado y modificado de Pardo J 2005). En esta figura se observan en azul los ríos y en verde lo que correspondientes a filas de morichales del mapa toponímico.

Luego de la Formación Mesa, la formación más somera y que puede ser de interés para este estudio, es la Formación Las Piedras. A continuación se encuentra una breve descripción de ambas formaciones:

- **Formación Mesa**

La formación mesa cubre al resto de las formaciones presentes en la Venezuela Oriental y es de edad Pleistoceno Temprano (Zinck y Urriola, 1970). La Formación Mesa se extiende por los llanos centro-orientales y orientales (estados Guárico, Anzoátegui, Monagas). Esta Formación suprayace en contacto concordante y transicional, a la Formación Las Piedras.

En Santa Bárbara de Maturín, la parte superior (76 m) consiste en gravas con intercalaciones de arenas y arcilla roja y amarillo intenso. La parte inferior (60 m) está formada por arenas grises y blancas, intercaladas con arenas arcillosas y arcillas gris abigarradas. Los sedimentos de la Formación Mesa gradan de norte a sur, de más gruesos a más finos al alejarse de las cadenas montañosas del norte; desde la parte central de Monagas al macizo de Guyana, gradan de más finos a más gruesos. La litología es muy variada, pero en su mayoría se basa en arcillas y arenas que en algunos casos intercalan con conglomerados o con gravas. En los llanos centro-orientales, la formación, está constituida por arenas no compactadas.

El espesor de la Formación Mesa es muy variable, de 20 m hasta 275 m, pero en términos generales disminuye de norte a sur, como consecuencia del cambio en la sedimentación fluvio-deltáica y aumenta de oeste a este, por el avance de los sedimentos deltaicos (González de Juana *et al.*, 1980). El mayor relieve de las cordilleras septentrionales desarrolló abanicos aluviales que aportaban a la sedimentación clásticos de grano más grueso, mientras que desde el sur el aporte principal era de arenas.

- **Formación las Piedras**

Esta formación aflora en la porción septentrional de los estados Anzoátegui y Monagas. En el subsuelo se extiende al este hasta Pedernales, Territorio Delta Amacuro y Golfo de Paria. Hacia el sur, llega a las cercanías del río Orinoco en la faja petrolífera. Los pocos fósiles y sus relaciones estratigráficas indican la edad de Mioceno Tardío a Plioceno.

La Formación Las Piedras consiste en areniscas micáceas de grano fino con lutitas, arcillitas sideríticas, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras. En algunas zonas se cuenta con la presencia de areniscas conglomeráticas que pasan hacia arriba a areniscas laminadas, ferruginosas con limolitas y arcillas. En otras zonas predominan las arcillas yesíferas con algunas capas delgadas de areniscas.

La formación presenta un espesor que varía de los 1005 m hasta unos 1370 m hacia el eje de la Subcuenca de Maturín, disminuyendo aproximadamente a la mitad hacia los flancos de la cuenca. Según Hedberg (1950), el espesor varía desde 460 m en los afloramientos de Anzoátegui hasta 1.525 m en pozos del eje de la cuenca. La formación fue depositada en un ambiente deltaico a marino somero (Barnola, 1960).

2.3.3 Información de mapas

A partir de los datos de topografía adquiridos durante el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D, se obtuvo un mapa topográfico de la zona, en el que se puede observar, el área que corresponde al Bloque C (figura 2.7). De igual manera se tiene un mapa del nivel estático de la zona a partir de un conjunto de datos de pozos suministrados por PDVSA, el cual muestra información importante sobre esta propiedad en toda la zona (figura 2.8). Ambos mapas mencionados anteriormente, son de vital importancia para el desarrollo de este estudio.

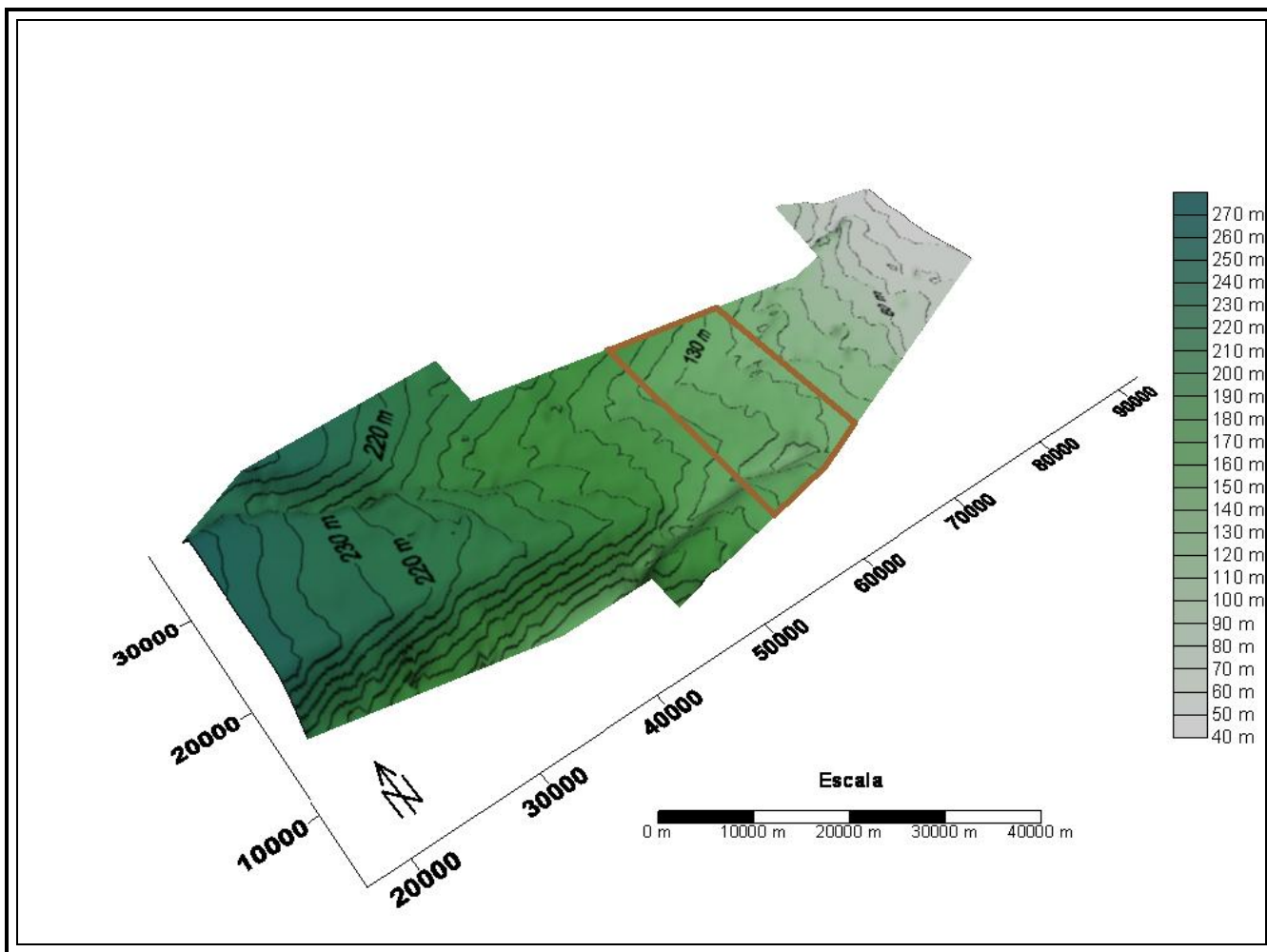


Figura 2.7. Mapa topográfico del área total estudiada durante el Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D. El área delimitada por el polígono marrón es la correspondiente al Bloque C.

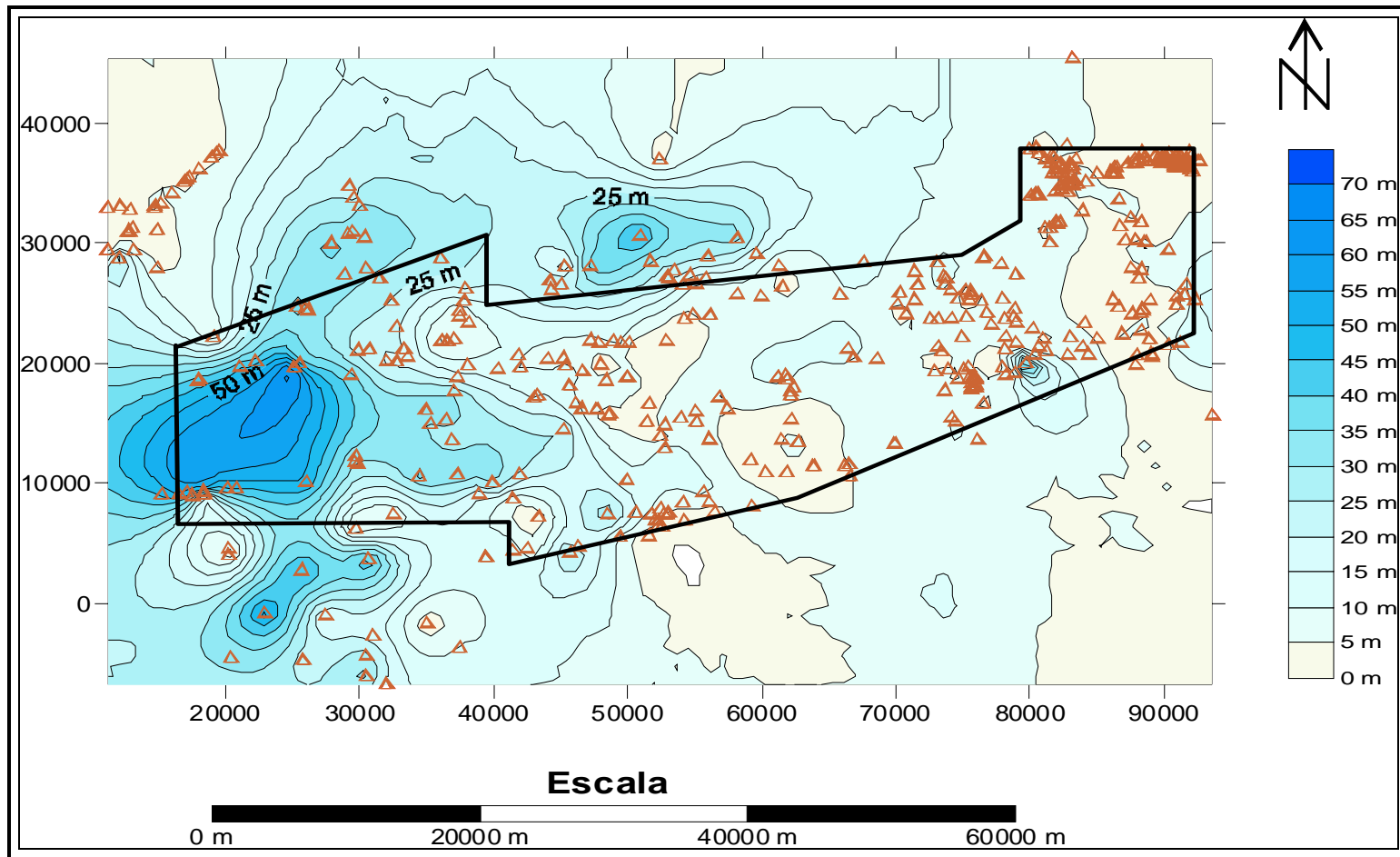


Figura 2.8. Mapa de profundidades del nivel estático para el área total estudiada por el Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D. En marrón se muestran las ubicaciones de los pozos en los que fueron tomadas las lecturas.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Estudio del Subsuelo Mediante Ondas Sísmicas

La prospección con métodos sísmicos consiste en explorar el subsuelo mediante ondas sísmicas. El método involucra un elemento generador de ondas sísmicas denominado fuente, un medio de propagación y un elemento detector-registrador de las ondas denominado receptor. Analizando las ondas registradas se espera obtener información de las propiedades elásticas y morfológicas de medio de propagación.

La energía de deformación elástica liberada por una fuente sísmica se propaga por el subsuelo mediante ondas sísmicas, pero estas ondas adoptan diversas características. Según el espacio en que se propagan existen ondas superficiales y ondas de cuerpo. Las ondas superficiales solo se originan y propagan cerca de la superficie entre dos medios con propiedades elásticas distintas. Las más importantes son las que se propagan cerca de la superficie del suelo y entre las que se encuentran las ondas Rayleigh y las ondas Love. Las ondas de cuerpo en cambio, se propagan a través de todo el volumen de material elástico. Cuando el material del subsuelo es isótropo solo pueden propagarse dos tipos de ondas de cuerpo, las ondas P y las ondas S.

Las ondas P, son también conocidas como ondas primarias, longitudinales o de compresión, las partículas de este tipo de ondas oscilan en la dirección de propagación de la onda. Las ondas P son más rápidas que las ondas S y que las superficiales. En materiales homogéneos la velocidad de la onda P se puede expresar en función de los parámetros elásticos del medio, mediante las siguientes formulas:

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(K + \frac{4}{3}\mu\right)}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

donde:

K= módulo de compresibilidad

μ y λ = módulo de rigidez y parámetro Lamé (constantes Lamé).

ρ = densidad del medio, en el que se propaga la onda P.

Las ondas S, son también conocidas como ondas secundarias, transversales ó de corte, en este tipo de ondas las partículas oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación. Las ondas S se pueden descomponer en dos componentes vectoriales; las ondas SV en las partículas oscilan en el plano vertical y perpendicular a la dirección de propagación, y las ondas SH cuyas partículas oscilan en el plano horizontal y perpendicular a la dirección de propagación. Las ondas S polarizadas oscilan en un único plano perpendicular a su dirección de propagación. La velocidad de la onda S se calcula como sigue:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

donde:

μ = módulo de rigidez

ρ = densidad del medio en el que se propaga la onda S.

Rayleigh (1885), predijo la presencia de ondas superficiales diseñando matemáticamente el movimiento de ondas planas en un espacio semi-infinito elástico. Las ondas Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical, que pasa por la dirección de propagación.

3.2 Fenómenos de propagación de Ondas Sísmicas

Cuando el medio en que se propagan las ondas sísmicas no es homogéneo, se producen los fenómenos de difracción, dispersión y scattering (Cantos, 1974).

La **difracción** es el desvío de los rayos, en cierta extensión, ocurrido cuando se limita parte del frente de ondas (Tipler, 1990).

La **dispersión** es la variación de la velocidad de una onda con el cambio de frecuencia. En un medio elástico homogéneo no hay dispersión, pero si la hay en un medio imperfectamente elástico como en la tierra. En refracción sísmica no hay evidencia de que exista dispersión apreciable (Cantos, 1974), excepto cuando se usan explosivos en inmediaciones de la explosión.

El **scattering** corresponde a la formación de pequeñas ondas que propagan la energía en todas las direcciones. Se produce cuando un frente de ondas choca con partículas libres u objetos pequeños comparados con su longitud de onda. Este fenómeno no es mayor para frecuencias altas. Parte de lo que se considera “ruido” en un registro puede deberse a este fenómeno ya que produce energía distribuida al azar en superficie (Cantos, 1974).

La disminución de la energía sísmica con la distancia, causada por los tres fenómenos explicados anteriormente, va acompañada de pérdidas debidas a la absorción de la energía, produciendo amortiguamiento. Cuando el impulso sísmico viaja a través de las diferentes capas las altas frecuencias son absorbidas más rápidamente que las bajas frecuencias.

3.3 Sísmica de Refracción

La sísmica de refracción es un método mediante el cual los tiempos de viajes de las ondas refractadas críticamente se utilizan para estudiar el subsuelo basándose en el hecho de que la onda incide sobre una superficie, en la que las ondas tienen mayor velocidad y es refractada hacia el exterior. En este fenómeno se evidencia que si el ángulo con que la onda incide va creciendo, el rayo refractado se acerca a la interfase entre los dos medios. De esta manera existe un ángulo en el que el rayo viaja paralelo a la interfase y a lo largo de ella, el cual es llamado ángulo crítico, y es el ángulo para el cual se produce la onda refractada críticamente que viaja con la velocidad del medio inferior (Figura 3.1).

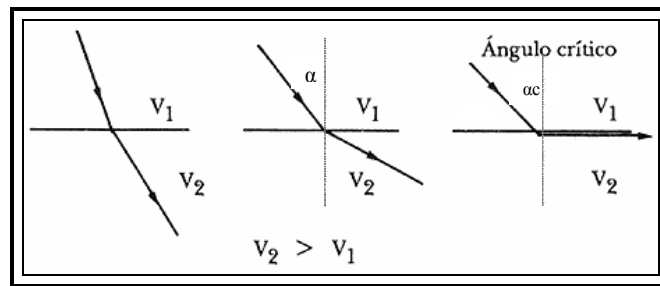


Figura 3.1. Refracción crítica en la frontera entre dos medios en la que el inferior tiene mayor velocidad.

El fenómeno de refracción es representado matemáticamente a través de la ley de Snell, que relaciona las velocidades de los medios con sus ángulos de incidencia (Parasnis, 1970).

$$\frac{\text{sen}\alpha}{V_1} = \frac{\text{sen}\beta}{V_2} \quad ; \quad \text{Para } V_2 > V_1 \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

donde:

V_1 = velocidad del medio 1

V_2 = velocidad del medio 2

α = ángulo de incidencia

β = ángulo de salida (90° para refracción crítica, entonces α será el ángulo crítico).

La refracción sísmica, se basa además en un principio muy práctico debido a Huygens, que establece que "en un frente de onda cada punto actúa como una nueva fuente de ondas" (Parasnis, 1970). De esta manera, cada punto de la interfase entre dos medios actúa como emisor de rayos y si tenemos detectores en la superficie podemos detectar su arribo a la misma (Figura 3.2).

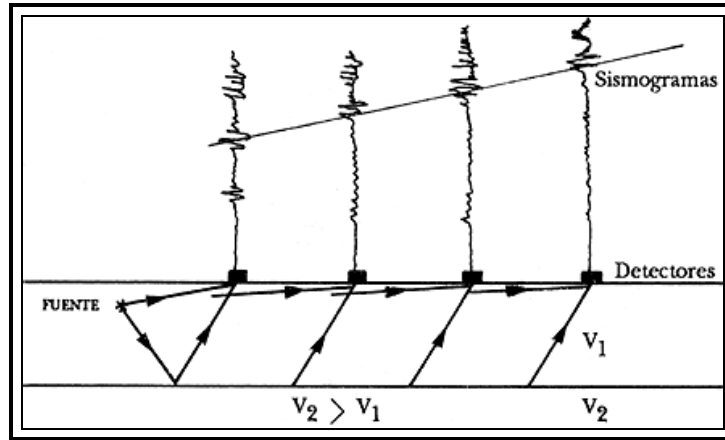


Figura 3.2. Ilustración del método de refracción sísmica.

En los estudios de refracción, los tiempos de primeras llegada de las ondas se van retardando progresivamente mientras nos alejamos de la fuente, puesto que deben recorrer distancias más grandes. Basándose en este efecto, se puede deducir la profundidad a que se encuentran las interfaces entre estratos y las velocidades de las ondas en los mismos.

Las ondas que normalmente llegan primero son, las ondas directas que son ondas P que viajan en trayectoria recta de la fuente hasta los receptores y las ondas P refractadas críticamente, las cuales llegan primero que la directa, a partir de la **distancia de cruce**, debido a que viaja a través de una trayectoria de tiempo mínimo; luego llegarán las ondas reflejadas (figura 3.3), con los tiempos de llegada se pueden calcular las velocidades y espesores.

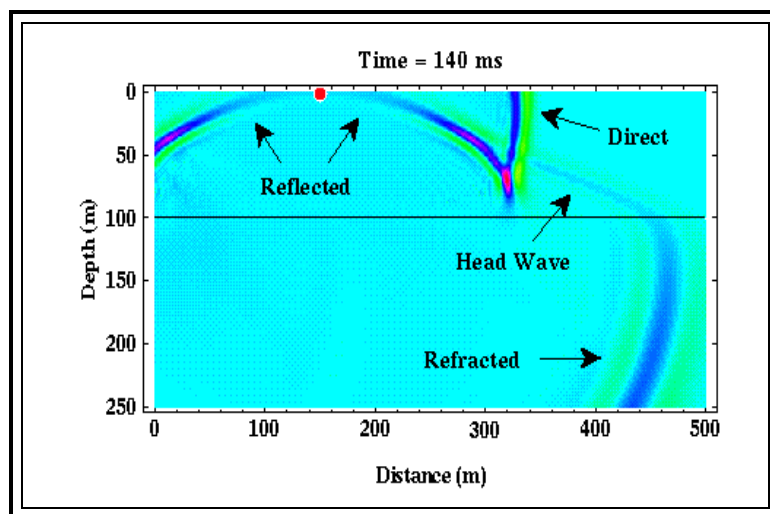


Figura 3.3. Diagrama del avance de ondas sísmicas en profundidad, para visualizar orden de llegadas (Tomado de U. D.A 2001).

La distancia Crítica, es aquella a partir de la cual existe la onda refractada crítica y que coincide con la onda reflejada con ángulo crítico; a partir de esta distancia es posible detectar con receptores las ondas refractadas, sin embargo son segundas llegadas (después de la onda directa) y poseen generalmente bajas amplitudes, por lo que no se observan en la practica. La distancia crítica depende del espesor de la capa y del ángulo de incidencia crítica:

$$X_{crítico} = 2htg\alpha_c \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

Esta ecuación para un modelo simple de dos capas horizontales, también se puede definir como función de las velocidades del medio:

$$X_{crítico} = \frac{2h}{\sqrt{\left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2 - 1}} \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

La representación gráfica para las curvas de tiempo de viaje (dromocrónicas) de las ondas directa y refractada crítica son rectas de pendiente $1/V_1$ y $1/V_2$, respectivamente. En el caso de una onda reflejada, su representación gráfica es una

hipérbola con vértice en el eje de tiempo. El tiempo t_0 donde la hipérbola cruza el eje Y es determinado por el espesor de la capa y la velocidad de propagación de las ondas en ella. A grandes distancias esta tiene un comportamiento asintótico con la llegada directa. El tiempo t_i (tiempo intercepto), determina el espesor de la primera capa y la velocidad de propagación de ondas a través de ella (Figura 3.4).

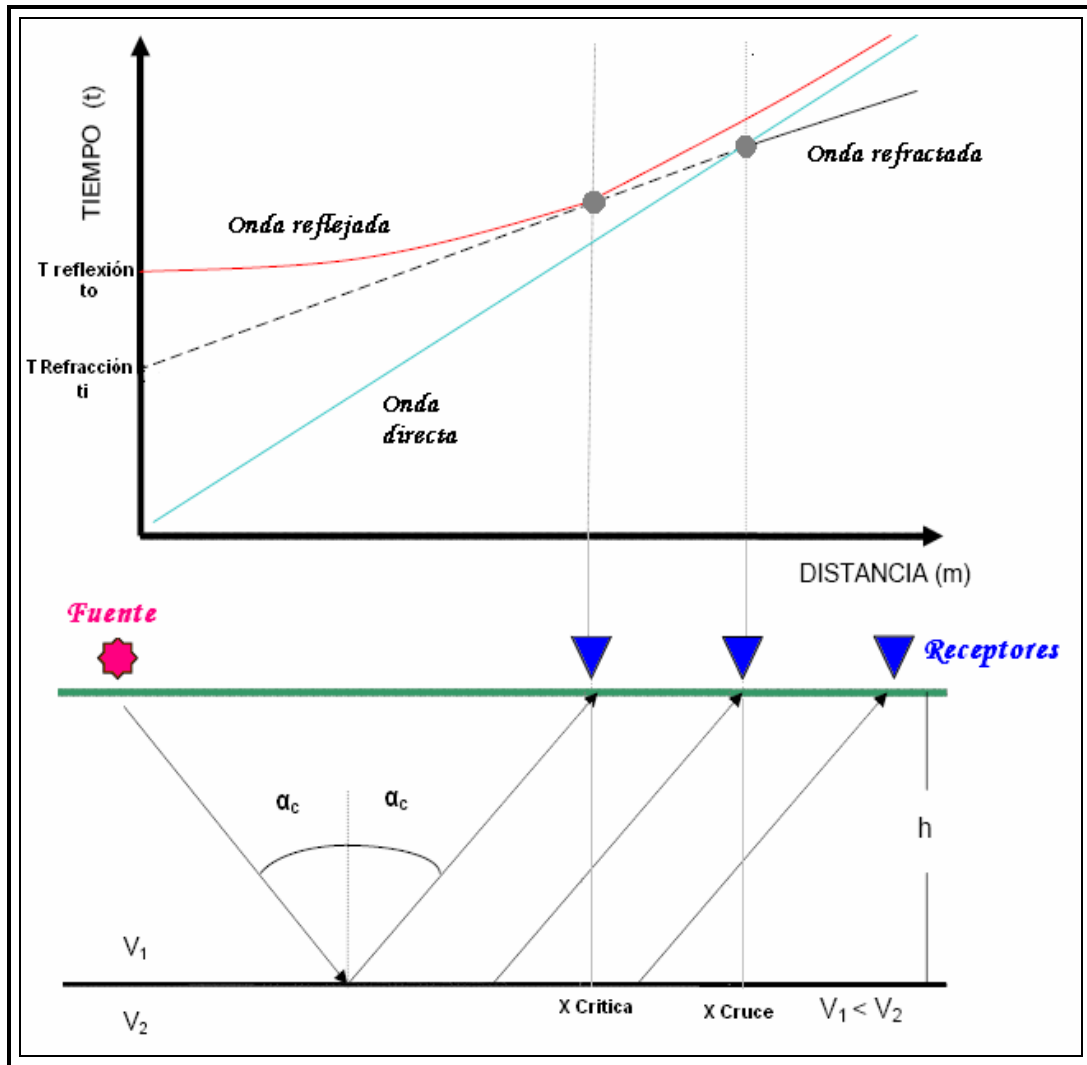


Figura 3.4. Representación grafica de la relación de los tiempos de viaje de la Onda Directa, Onda Reflejada y la Onda Refractada.

Los tiempos de llegada en un modelo simple de dos capas horizontales, para las ondas anteriormente mencionadas están dados por:

El tiempo de viaje de la onda directa que viaja a través de la capa superior es:

$$t_D = \frac{x}{V_1} \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

El rayo producto de una reflexión de la interfase, tiene un tiempo de viaje de:

$$t = \frac{2h}{V_1 \cos \alpha} \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

donde “ α ” es el ángulo de incidencia del rayo

El tercer tipo de onda en llegar es la onda refractada crítica, la cual posee un tiempo de viaje representado por (modelo de capa plana):

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos \alpha_c \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

donde “ α_c ” es el ángulo crítico y “ h ” sería la distancia medida perpendicular a la interfase.

3.4 Principios Generales para la aplicación del método de refracción sísmica

Existen algunas leyes o principios generales para la aplicación del método de refracción sísmica.

- Leyes de Snell (explicada anteriormente)
- Principios de reciprocidad.
- Ley de las velocidades aparentes.
- Principio de paralelismo.
- Principio del tiempo de intercepto en el origen.

3.4.1 Principio de Reciprocidad

Este principio establece que el tiempo de propagación de una onda sísmica del un punto A al B, es el mismo que el de B hacia A. Esto es una consecuencia directa del Principio de Fermat, o del recorrido de tiempo mínimo ver figura 3.5.

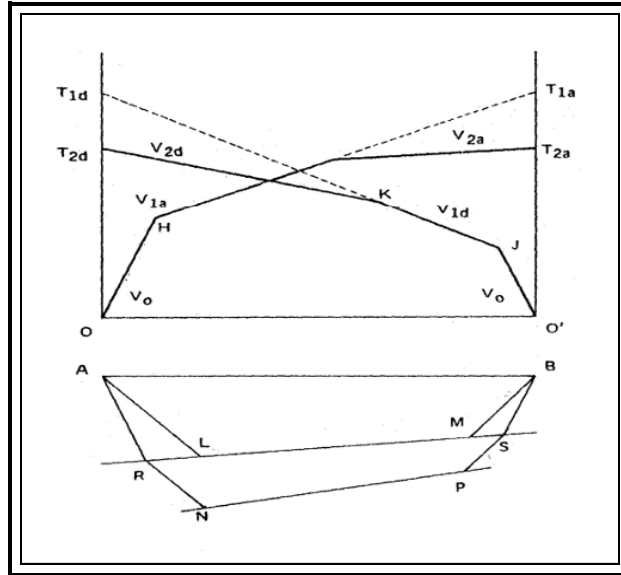


Figura 3.5. Principio de Reciprocidad

3.4.2 Ley de las Velocidades Aparentes

La velocidad con que aparenta transmitirse una onda en un cierto punto de la superficie del suelo es igual al cociente entre la velocidad superficial y el seno del ángulo de emergencia, tomados ambos en dicho punto. Donde el ángulo de emergencia es formado por la onda emergente con la superficie (Cantos, 1974) ver figura 3.6.

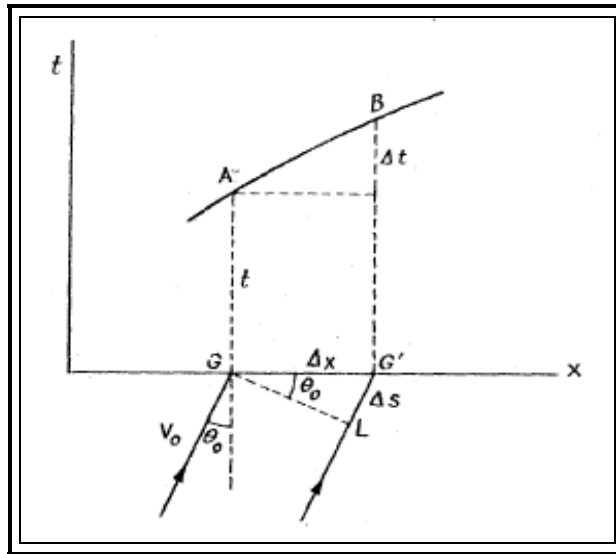


Figura 3.6. Velocidades Aparentes

3.4.3 Principio de paralelismo

Este principio permite deducir las dromocrónicas relacionadas con puntos de disparo intermedios entre dos puntos de disparo en los extremos del tendido ver figura 3.7.

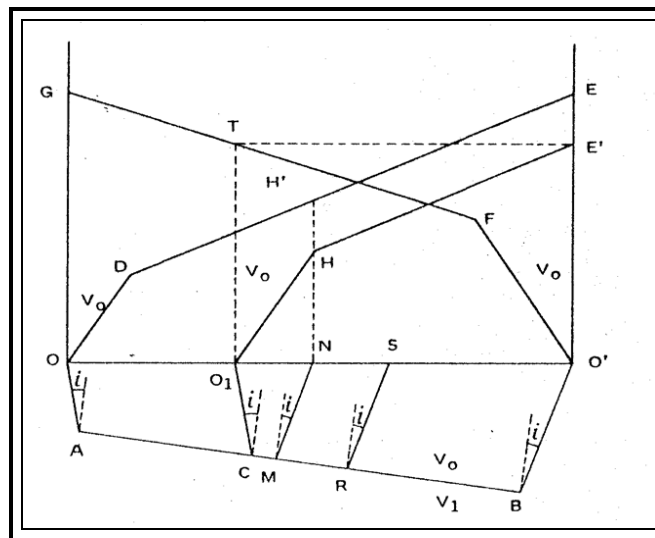


Figura 3.7. Principio de Paralelismo

3.4.4 Principio de Tiempo Intercepto en el Origen

Este principio dice que si se prolongan las dromocrónicas a y d hasta que cortan el eje de tiempo, los tiempos de intercepto en el origen son iguales (Cantos, 1974) ver figura 3.8.

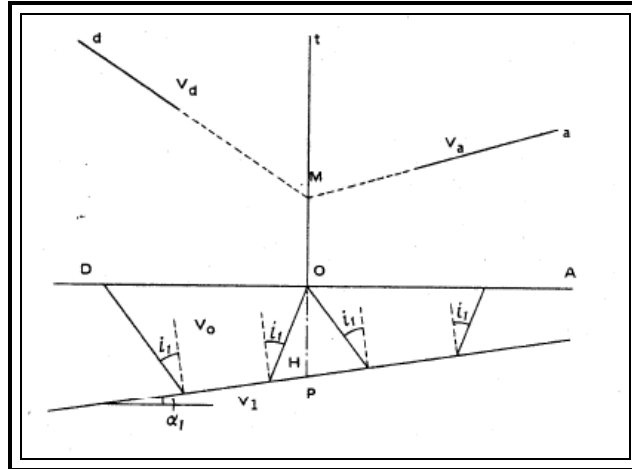


Figura 3.8. Tiempo Intercepto

3.5 Métodos para el cálculo de espesores usando sísmica de refracción

Existen varios métodos para calcular espesores y velocidades. El más simple es el método de los tiempos interceptos, el cual sólo proporciona espesores en los extremos de cada tendido sísmico, bajo la fuente.

En este método las ondas originadas en el punto de disparo, una vez refractadas en los contactos de los medios, determinan los tiempos de llegada de las ondas en los geófonos en superficie. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración de las ondas. De la curva t-x, el método utiliza la pendiente de las dromocrónicas para calcular la velocidad de los refractores y los tiempos de intercepto de las dromocrónicas con el eje del tiempo para calcular las

profundidades; donde las fórmulas utilizadas para este método en un modelo simple de 2 estratos serían:

$$V_1 = \frac{V_{1A} + V_{1B}}{2} \quad (\text{Ecuación 3.9}) \quad ; \quad V_2 = \frac{V_1}{\text{sen}(\alpha_c)} \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

$$\alpha_c = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{V_1}{V_{2B}}\right) + \arcsen\left(\frac{V_1}{V_{2A}}\right) \right] \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

$$\beta_c = \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{V_1}{V_{2B}}\right) - \arcsen\left(\frac{V_1}{V_{2A}}\right) \right] \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

$$t_{iA} = \frac{2 \cdot H_{1A} \cdot c \cdot \text{os } \beta \cdot \text{os } \alpha_c}{V_1} \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

$$t_{iB} = \frac{2 \cdot H_{1B} \cdot c \cdot \text{os } \beta \cdot \text{os } \alpha_c}{V_1} \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

donde:

V_{1A} : Velocidad aparente de la primera interfase con fuente en A

V_{1B} : Velocidad aparente de la primera interfase con fuente en B

V_1 : Velocidad verdadera de la primera interfase

V_{2A} : Velocidad aparente de la segunda interfase con fuente en A

V_{2B} : Velocidad aparente de la segunda interfase con fuente en B

V_2 : Velocidad verdadera de de segunda interfase

α_c : Angulo critico de incidencia

β : Buzamiento

H_{1A} : Espesor vertical bajo la fuente en A

H_{1B} : Espesor vertical bajo la fuente en B

t_{iA} : Tiempo intercepto de la primera onda cónica (con fuente en A)

t_{iB} : Tiempo intercepto de la primera onda cónica (con fuente en B)

Existen otros métodos que aprovechan todos los tiempos leídos para calcular espesores en la mayor parte del tendido; como es el caso del método ABC o Heiland, el cual s uno de los mas utilizados; en este método se calcula un punto de la interfase

por cada detector utilizando las primeras llegadas de onda cónica de las dos fuentes ubicadas en los extremos del tendido (tiempos de retardo), las formulas usadas para este método son las siguientes:

$$t_c = \frac{t_{AC} + t_{BC} - t_{AB}}{2} \quad (\text{Ecuación 3.15}) \quad Z_c = \frac{t_c \cdot V_1}{\cos \alpha_c} \quad (\text{Ecuación 3.16})$$

$$x_r = x_c + Z_c \cdot \text{sen} \beta \quad (\text{Ecuación 3.17}) \quad x_r = x_c - Z_c \cdot \cos \beta \quad (\text{Ecuación 3.18})$$

donde:

t_c : Promedio de los tiempos $t_c(A)$ y $t_c(B)$.

t_{AC} : Tiempo de viaje desde la fuente A hasta el receptor C.

t_{BC} : Tiempo de viaje desde la fuente B hasta el receptor C.

t_{AB} : Tiempo de viaje de la fuente A hasta B.

Z_c : Profundidad vertical con respecto a la interfase.

x_c : Coordenada horizontal del receptor en un punto C.

y_c : Coordenada vertical del receptor en un punto C.

x_r : Coordenada horizontal de un punto r en la interfase.

y_r : Coordenada vertical de un punto r en la interfase.

En la figura 3.9 se muestra un ejemplo ilustrativo sobre lo anterior.

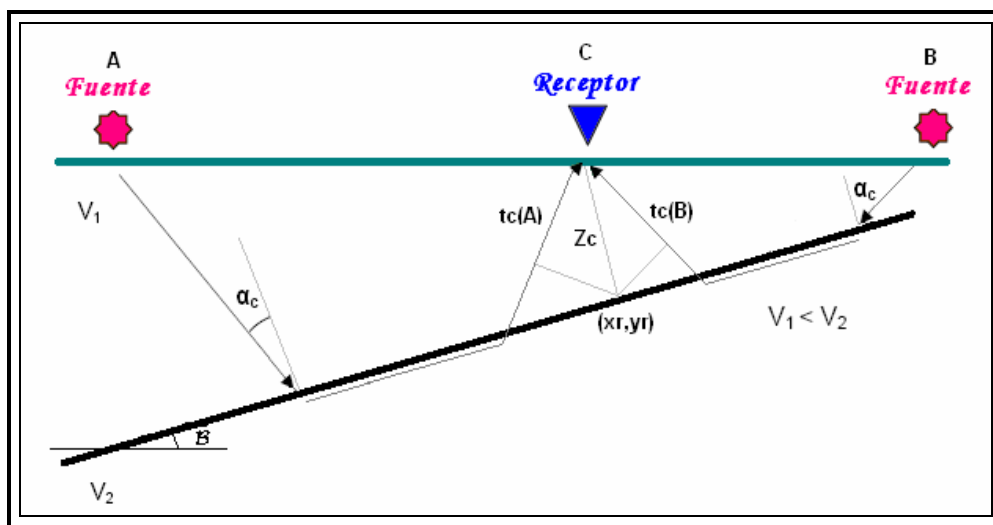


Figura 3.9. Esquema de parámetros utilizados por el método Heiland (ABC)

3.6 Métodos Eléctricos

Los métodos de prospección eléctrica se basan principalmente en el estudio de la distribución en el subsuelo de la resistividad propia de los materiales presentes en él y a partir de mediciones realizadas en superficie. Estos métodos consisten en la inyección de corriente continua o de baja frecuencia en el terreno mediante un par de electrodos de emisión, y la determinación, mediante otro par de electrodos denominados de recepción, de la diferencia de potencial. La magnitud de esta medida depende, entre otras variables, de la distribución de resistividades de las estructuras del subsuelo, de las distancias entre los electrodos y de la corriente inyectada.

A continuación se muestran de manera general algunas de las principales y más comunes aplicaciones de estos métodos, las cuales pueden variar de acuerdo al tipo de dispositivo empleado:

- Investigaciones tectónicas para la ubicación de hidrocarburos.
- Estudios para la localización de aguas subterráneas.
- Estudios para la localización de yacimientos minerales.

Como puede observarse, una de las principales aplicaciones de estos métodos es la localización de fluidos dentro de las formaciones del subsuelo, bien sea, petróleo, gas natural, aguas subterráneas, etc.

3.7 Sondeos Eléctricos Verticales

La resistividad ($\Omega \cdot m$) de un material puede definirse como la dificultad que una corriente eléctrica encuentra a su paso por el mismo. La resistividad propia de una formación o determinada zona del subsuelo puede ser medida aplicando diversos

métodos, como ya se mencionó anteriormente. Uno de éstos es el Sondeo Eléctrico Vertical, el cual estudia la roca en su estado natural y además abarca grandes dimensiones de la misma.

El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) se basa en una serie de determinaciones de resistividad aparente efectuadas con un mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción de corriente. Esta resistividad aparente es una resistividad ficticia que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo, la expresión correspondiente a un medio homogéneo. Esta resistividad se representa como sigue:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 3.19})$$

donde K es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo que se emplee. Si el medio es homogéneo la ecuación (3.19) nos da la resistividad verdadera del medio. En el caso más general, en el que los cuatro electrodos están dispuestos de modo cualquiera se tendrá la siguiente expresión para la diferencia de potencial:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{BM} \right) \quad (\text{Ecuación 3.20})$$

de esta última se tiene que:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{BM} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 3.21})$$

con esta última y la ecuación (3.19) tenemos que:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{BM} \right)^{-1} \quad (\text{Ecuación 3.22})$$

La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado. La mayor eficacia del método corresponde al caso en que los

sondeos se efectúen sobre un terreno compuesto por capas lateralmente isotrópicas en lo que respecta a resistividad, y limitadas por planos paralelos a la superficie del terreno (medio estratificado). La experiencia demuestra que los resultados teóricos obtenidos para medios de esta clase son válidos para estratos inclinados hasta 30° (Orellana, 1972).

Los sondeos eléctricos constan de un arreglo de cuatro electrodos A M N B, (Figura 3.10) los A y B son los electrodos de corriente por donde esta entra y sale, y los electrodos M y N son los de potencial, entre los cuales se miden la diferencia de potencial que es creada por los electrodos A y B, estos deben estar conectados a través de cables aislados, a un generador eléctrico provisto de un amperímetro, mientras que los electrodos M y N, de forma similar deben estar conectados a un voltímetro. Conociendo el espaciamiento entre los electrodos y tomando lecturas de la intensidad I de corriente que atraviesa los electrodos A y B, y de la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, es posible determinar la resistividad aparente.

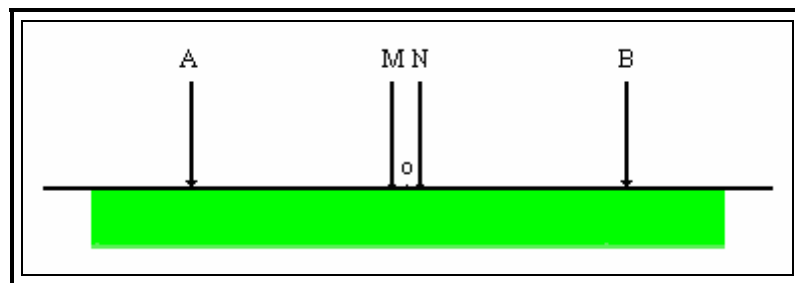


Figura 3.10. Modelo de Sondeo Eléctrico Vertical

3.8 Dispositivo Schlumberger

Consiste en una composición simétrica de los electrodos AMNB dispuestos sobre una misma línea, donde el centro del arreglo es fijo y la distancia de los electrodos detectores MN es mucho menor que la de los inyectores AB, de hecho se

trata de que tienda a cero. De esta manera y según la ecuación (3.23), la resistividad aparente para este tipo de dispositivo se expresa de la siguiente manera:

$$\rho_a = \pi L^2 \frac{\Delta V}{Ia} \quad (\text{Ecuación 3.23})$$

en donde L es la distancia AB/2 y a es la distancia MN.

Se basa en ir abriendo sucesivamente la distancia AB, para que la corriente eléctrica atraviese a mayor profundidad cada vez. De esta manera se obtienen las resistividades eléctricas de profundidades cada vez mayores.

3.9 Curvas de Resistividad Aparente

Los resultados obtenidos a partir de las mediciones del SEV se representan en un gráfico logarítmico: en el eje de las abscisas la distancia AB/2 de cada medida y en el eje de las ordenadas la resistividad aparente de cada punto (Figura 3.11). Esta curva es la que se va a interpretar para determinar los espesores y las resistividades de las formaciones geológicas de la zona en la que se ha realizado el sondeo.

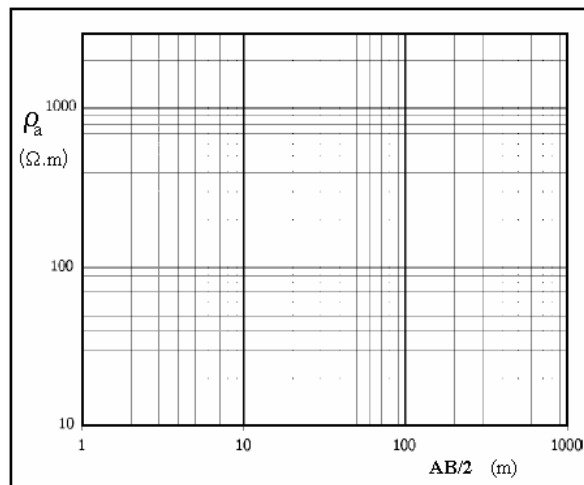


Figura 3.11. Gráfico logarítmico para Curvas de Resistividades Aparentes (Tomado y modificado de Sánchez, J. 2004)

Un SEV puede realizarse sobre cualquier combinación de formaciones geológicas, pero para que la curva de resistividad aparente obtenida sea útil para la interpretación, el subsuelo debe estar formado por capas horizontales y homogéneas. En la mayoría de los casos el subsuelo se conforma de forma tal que es posible la interpretación, pero en algunos casos el procedimiento de las curvas de resistividades aparentes no es aplicable. (Sánchez, 2004).

Existe una notación utilizada desde hace muchos años para la clasificación de los cortes geoelectricos (Orellana, 1972), los cuales son la especificación de los espesores y resistividades de algún medio, dicha notación se basa en lo siguiente:

- a) Los cortes que presentan dos capas no reciben un símbolo especial y solo existen los tipos: $\rho_1 < \rho_2$ y $\rho_1 > \rho_2$.
- b) Para los cortes que presentan 3 capas se utilizan las letras H, K, Q y A las cuales representan los 3 tipos posibles (Figura 3.12):

Tipo H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Tipo A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

Tipo Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

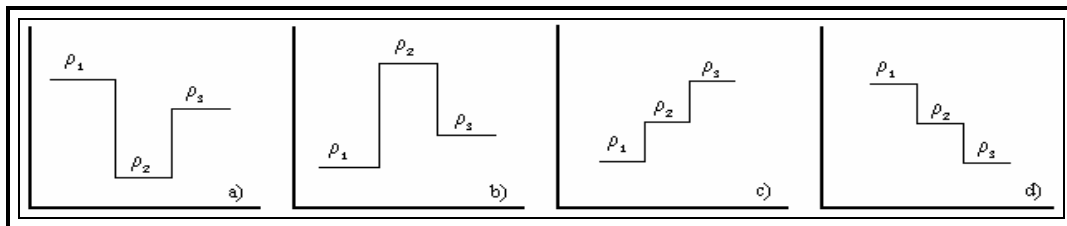


Figura 3.12. Modelos de curvas que representan cortes geoelectricos de tres capas

- c) Los cortes de 4 capas se distribuyen en 8 grupos, que se designan como combinación de los anteriores, para ello se consideran en primer lugar las primeras tres capas para asignarle su correspondiente letra, luego y de acuerdo a las ultimas tres capas se completa la nomenclatura.

- d) Los cortes de 5 capas o más se simbolizan siguiendo el método anterior. Se consideran en primer lugar las primeras tres capas y se le asigna la correspondiente letra, luego se consideran las capas segunda, tercera y cuarta; luego las capas tercera, cuarta y quinta y así sucesivamente.

3.10 Investigaciones Hidrogeológicas a partir del uso del SEV

Los SEV son los dispositivos más utilizados para las investigaciones hidrogeológicas, aunque en ciertos tipos de problemas pueden ser útiles otros métodos eléctricos tales como calicatas, SP, etc., así como otros métodos de prospección como la sísmica y la gravimetría (Orellana, 1972). A través de este método lo que se quiere es localizar estructuras y capas acuíferas, además de la diferenciación entre materiales permeables y no permeables. Uno de los objetivos principales de estas prospecciones es decidir la conveniencia de efectuar o no pozos o perforaciones y en este último caso, la ubicación y profundidad más favorable para estas perforaciones.

3.11 Aguas subterráneas

La mayor parte del ambiente subterráneo no es solo sólido, consta también de incontables poros, diaclasas y fracturas dentro de la roca, en los cuales se reúne y se mueve el agua subterránea. En conjunto estas pequeñas aperturas constituyen un volumen inmenso. De esta manera el agua subterránea que se acumula en el subsuelo representa el mayor depósito de agua dulce que resulta fácilmente asequible a los seres humanos.

Desde el punto de vista geológico, el agua subterránea es un importante agente erosivo, así como también un compensador del flujo de escorrentía, manteniendo las corrientes fluviales durante periodos secos debido a que el agua que fluye en un río durante estos periodos constituye lluvia que cayó en algún momento y se almacenó

bajo tierra. Esta agua que se infiltra en el terreno es la fuente más importante de agua subterránea y es denominada agua meteórica.

El agua pasa a la atmósfera por evaporación y es distribuida por los vientos a todas partes de la misma. Cuando tiene lugar la condensación, una parte del agua atmosférica que cae sobre la superficie de la tierra se escurre en forma de láminas de inundación, arroyos y corrientes que encuentran su camino directamente hacia alguna masa de agua situada a menor altitud, por último se infiltra en el suelo pasando por la zona de aireación hasta alcanzar la zona de saturación donde todos los espacios libres de la roca están completamente llenos de agua (ver ambas zonas en la figura 3.13).

- **Zona de aireación:** Presiones inferiores a la atmosférica debido a la succión capilar, no saturada en su mayor parte. Se distinguen tres subzonas:
 - a) **Zona radicular:** Zona de desarrollo de las raíces. No saturada (excepto tras lluvia fuerte o riego).
 - b) **Zona de transmisión:** Zona intermedia. No saturada (salvo precipitaciones extremas).
 - c) **Zona capilar:** Directamente sobre capas saturadas. Ascensos de agua de origen capilar.
- **Zona saturada:** Desde el nivel freático (superficie a presión atmosférica) Movimiento según leyes de flujo en medio poroso saturado. Agua extraíble por pozos y galerías.

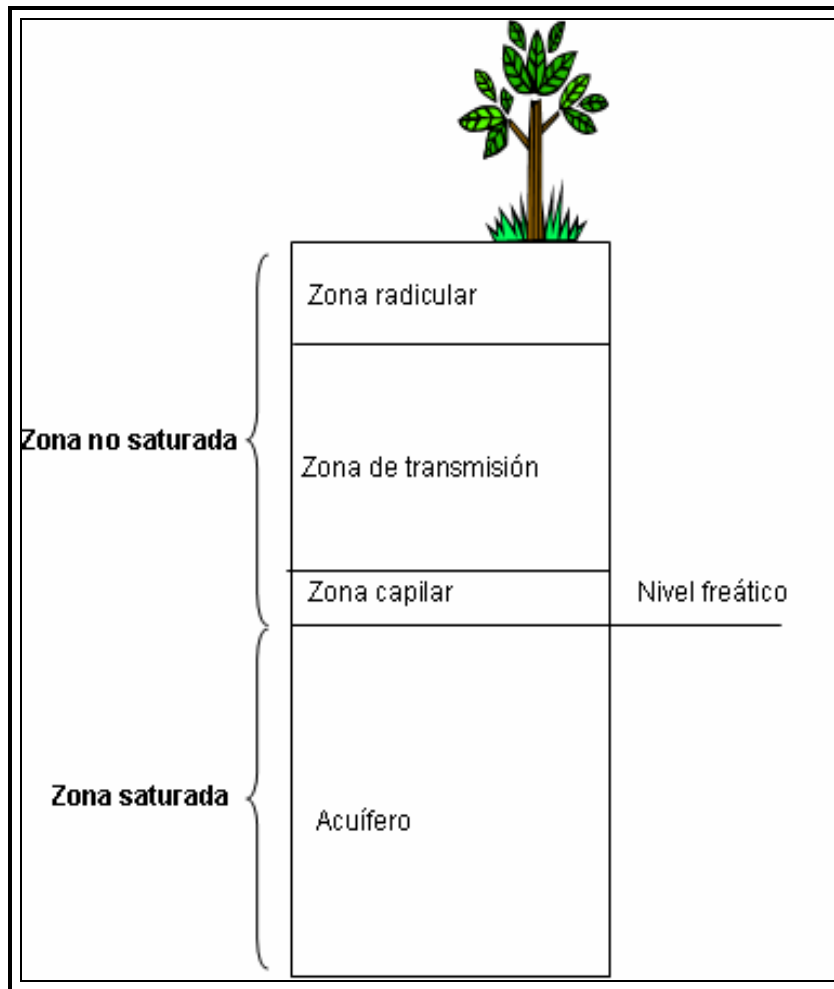


Figura 3.13. Zona saturada y no saturada en un corte transversal del subsuelo

3.12 Acuíferos

La cantidad de agua subterránea que se puede almacenar en una roca depende de su porosidad, pero para medir la capacidad de un material de producir agua subterránea también se debe tomar en cuenta la permeabilidad del material. Los estratos que obstaculizan el movimiento del agua se denominan acuicluidos y los estratos de roca que transmiten libremente el agua subterránea se denominan acuíferos.

3.12.1 Tipos de acuíferos

Los principales tipos de acuíferos de la zona de AIREACIÓN son: acuífero del suelo, pelicular, gravitacional o vadosa, capilar y colgado.

Dentro de la zona de SATURACIÓN, la cual es la interés para este estudio, podemos diferenciar cuatro tipos de acuíferos que son:

- Acuífero de movimiento libre: Es el agua que fluye libremente controlada por la pendiente del nivel freático.
- Acuífero confinado: Es la situada entre dos capas impermeables pero así como tiene entrada también puede contar con salida, estando su movimiento controlado por la diferencia de altura entre la entrada y la salida, o sea, su altura hidrostática.
- Acuífero aprisionado o congénito: Es el agua que quedó soterrada, cuando los sedimentos se formaron, como por ejemplo el agua de los yacimientos petrolíferos.

3.13 Nivel Freático

El nivel freático, es el límite superior de la zona de saturación de un acuífero libre ó no confinado es decir aquel que esta en contacto con la presión atmosférica. Una superficie piezométrica es aquella superficie ideal que pasaría por todos los puntos hasta los cuales asciende el agua si el acuífero es perforado por un pozo.

Aunque no podemos observar directamente el nivel freático, su elevación puede cartografiarse y estudiarse en detalle allí, donde los pozos son numerosos porque el nivel de agua en los pozos coincide con el nivel freático. El nivel freático

suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial debido a la lenta y variable velocidad de desplazamiento de las aguas subterráneas. Otras causas de la falta de uniformidad del nivel freático son las variaciones de precipitación y permeabilidad de un lugar a otro. El nivel freático puede fluctuar considerablemente a lo largo de un año, descendiendo durante las estaciones secas y elevándose tras periodos de lluvia (ver figura 3.14). También existen otros niveles de profundidad importantes y que pueden ser medidos en pozos.

- **Nivel estático:** Elevación de la capa freática o de la superficie piezométrica cuando no está influenciada por bombeo u otras formas de extracción de agua subterránea.
- **Nivel dinámico:** Altura a la que se mantiene el agua de un pozo para un caudal de bombeo dado.

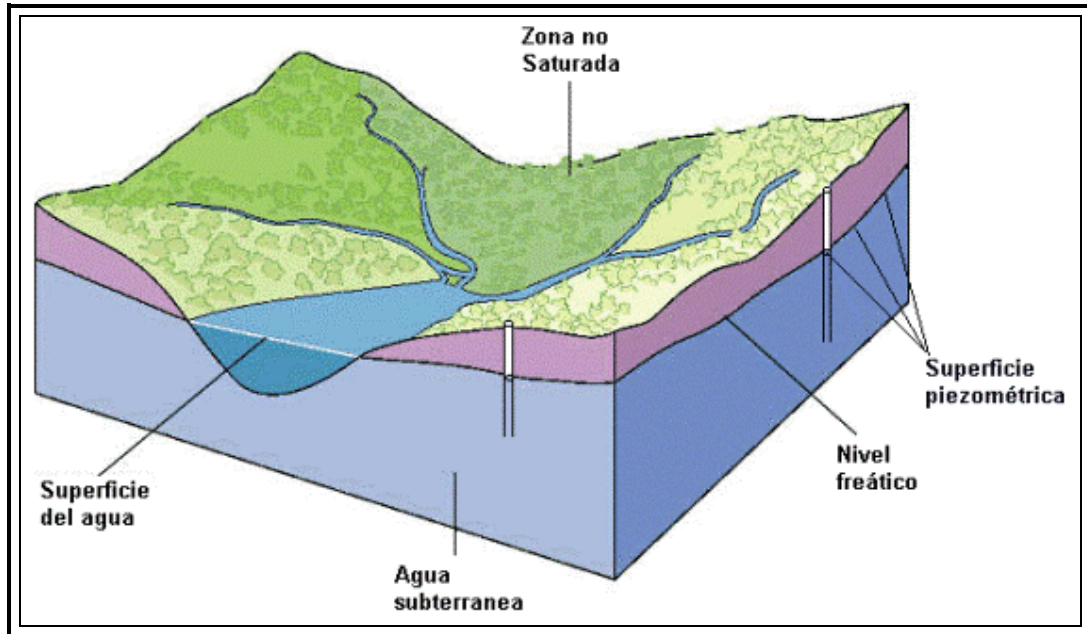


Figura 3.14. Representación de un acuífero y sus delimitaciones.

3.14 Principios de Geoestadística

Las técnicas geofísicas proporcionan información valiosa sobre la estructura del subsuelo y su litología, pero a su vez es necesario combinarla con información geológica, petrofísica y otras especialidades de ciencia de la tierra para dar lugar a una interpretación adecuada. En este caso y debido a que usualmente nos encontramos con un conjunto de variables distribuidas en el espacio, es de gran ayuda el uso de una herramienta como la geoestadística para el estudio de las mismas.

La Geoestadística se define como una rama de la estadística tradicional que parte de la observación de que la variabilidad o continuidad espacial de las variables distribuidas en el espacio tienen una estructura particular (Journel y Huijbregts, 1978; Curran y Atkinson, 1998) desarrollándose herramientas matemáticas para el estudio de estas variables dependientes entre sí.

La gran diversidad de formas en que se presentan los datos ha llevado a la utilización de técnicas matemáticas y estadísticas para resolver un único problema, estimar valores desconocidos a partir de los conocidos, para la estimación y caracterización de los recursos y reservas (Journel y Huijbregts, 1978 y David, 1977). Claro está, no existe un método por muy sofisticado que sea, que permita obtener resultados exactos.

Esto se realiza tomando un conjunto de muestras de las variables que sean representativas de la población total, generalmente desconocidas, para poder realizar una descripción o caracterización de las variables con la finalidad de generar valores estimados en determinadas localizaciones y además generar valores que en conjunto presenten iguales características de dispersión que los datos originales.

Al momento de resolver un problema por medio de métodos estadísticos es preciso realizar un análisis exploratorio de los datos (Estadística Descriptiva). Para

esto es necesario el conocimiento de algunos conceptos de estadística básica, los cuales se presentan a continuación:

- Media: Se trata del promedio ponderado de la distribución.

$$X_n = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

- Moda: Es el valor más frecuente de la distribución.
- Mediana: Es el valor para el cual una realización tiene probabilidad $\frac{1}{2}$ de ser menor o mayor que el mismo. La mediana es también llamada percentil 50, además los datos no solo se dividen en dos grupos, sino que se pueden dividir en cuatro partes, cuartiles, donde $Q_1 =$ percentil 25, $Q_2 =$ Mediana y $Q_3 =$ percentil 75.
- Varianza: Describe la variabilidad de la distribución. Es la medida de la desviación o dispersión de la distribución:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - X_m)^2 \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

- Desviación estándar: Describe la tendencia o dispersión de la distribución. Es la medida de desviación alrededor de la media.

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} \quad (\text{Ecuación 3.16})$$

- Frecuencia: Se refiere al número de veces en que se repite un dato.
- Intervalos de Clase: Se refiere al conjunto de grupos en los que se puede dividir una categoría o los valores de una variable y a los que le corresponde una determinada frecuencia.

3.14.1 Geoestadística Multivariada

Se trata de la aplicación de la geoestadística que conocemos a más de una variable. Es posible encontrar casos de variables de interés que están insuficientemente muestreadas, pero que se conoce su correlación con otras variables en la zona de interés. Utilizando esta correlación es posible estimar una variable de interés a partir de la información de la propia variable además de las correlacionadas con ellas (Journel y Huijbregts, 1978 y David, 1977).

Antes de realizar un análisis multivariante es necesario realizar un análisis de los datos de los que se dispone. Se deben examinar las variables individualmente y la forma en la que se relacionan entre ellas, además de estudiar la posible presencia de datos anómalos y ausencia de datos. De esta manera es posible evaluar y solucionar problemas en el diseño de la adquisición y de la investigación.

Según Pérez (2004), lo primero que suele realizarse es un análisis exploratorio y gráfico de los datos para examinar las características de la distribución de las variables implicadas en el análisis, las relaciones bivariantes y multivariantes entre ellas y el análisis de las diferencias entre grupos. Para esto es recomendable el uso de gráficos que permitan visualizar la estructura de los datos, tales como:

- **Histograma de Frecuencias:**

Es un gráfico de barras donde en las abscisas aparecen los límites de los intervalos o clases en los que fueron agrupados los datos y en las ordenadas las frecuencias correspondientes a cada clase. Este tipo de gráfico permite intuir la distribución de probabilidad de los datos, su normalidad, su simetría y otras propiedades interesantes en el análisis de datos. A continuación se muestra un Histograma de Frecuencias (Figura 3.15), en donde se tiene un conjunto de lecturas de potencial espontáneo pertenecientes a una adquisición determinada, en el mismo

se puede ver que la totalidad de los datos fue distribuida en 20 intervalos de clase y que además corresponden a una distribución normal.

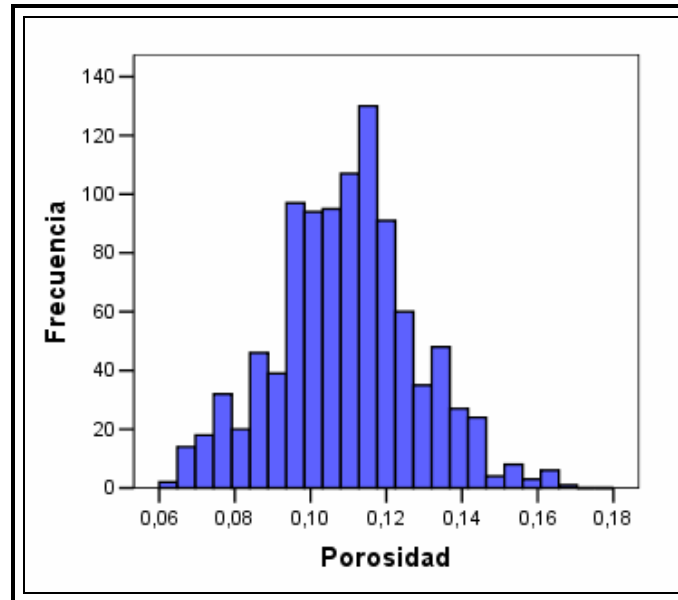


Figura 3.15. Ejemplo de Histograma de Frecuencias para una población de lecturas de porosidades medidas en pozo

- **Gráfico de caja y bigotes**

Este gráfico permite estudiar la simetría de los datos, detectar valores atípicos y además vislumbrar un ajuste de los datos a una distribución de frecuencias determinadas.

Es un gráfico en el que se dividen los datos en cuatro áreas de igual frecuencia, (Figura 3.16) una caja dividida en dos áreas por una línea horizontal, la cual representa la mediana de los datos, y otras dos áreas representadas por dos segmentos verticales que parten del centro de cada lado horizontal de la caja.

Los lados horizontales de la caja están situados en los cuartiles inferior y superior de la variable. El bigote inferior tiene un extremo en el primer cuartil Q_1 y el

otro en el valor dado por el primer cuartil menos 1 veces la distancia intercuartil, esto es $Q_1 - 1.5(Q_3 - Q_1)$.

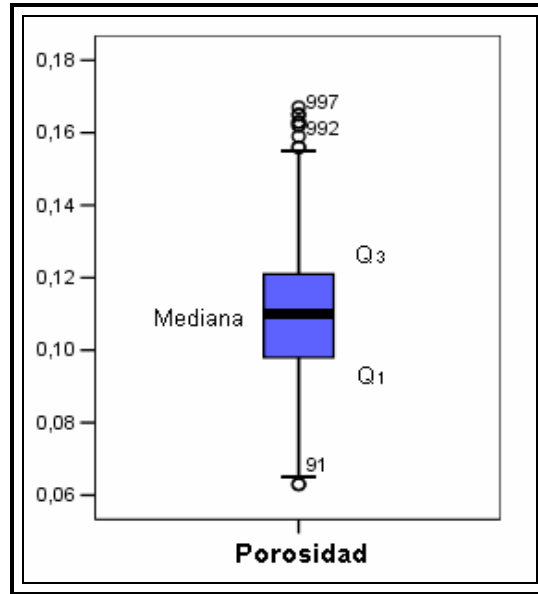


Figura 3.16. Ejemplo de Gráfico de Caja y Bigotes. Este diagrama que corresponde a los datos de porosidad utilizados previamente para el histograma. Aquí se pueden observar la mediana y los cuartiles Q_1 y Q_3 , además de un conjunto de datos atípicos representados por puntos fuera de los bigotes y alineados con ellos.

El bigote superior tiene un extremo en el tercer cuartil Q_3 y el otro en el valor dado por el tercer cuartil más 1.5 veces la distancia intercuartil, es decir $Q_3 + 1.5(Q_3 - Q_1)$. Un valor se considera atípico si está a más de 1.5 veces la distancia intercuartil de alguno de los cuartiles Q_1 o Q_3 y aquellos a más de 3 veces la distancia intercuartil se les llama atípicos extremos.

3.14.2 Distribución de Probabilidad

Una distribución de probabilidad indica todos los resultados probables de un experimento, así como la probabilidad de ocurrencia de estos resultados. Entre las distribuciones de probabilidad más importantes y que aparece con más frecuencia (Ling *et al*, 2001), se encuentra la distribución normal.

Esta distribución y su correspondiente curva se caracterizan por presentar una simetría en forma de campana con respecto a su media, la cual coincide con su moda y su mediana. De esta manera, el área bajo la curva queda dividida en dos partes iguales por su moda o punto central, como se muestra en la figura 3.17. Su función de densidad está definida por:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (\text{Ecuación 3.17})$$

donde:

μ = media

Existe un número infinito de distribuciones normales, pero es posible utilizar una sola distribución para resolver cualquier tipo de problema en los que se necesite. La distribución normal estándar, la cual tiene una media de 0 y una desviación estándar igual a 1. Toda distribución normal puede estandarizarse restando la media y dividiendo por la desviación estándar.

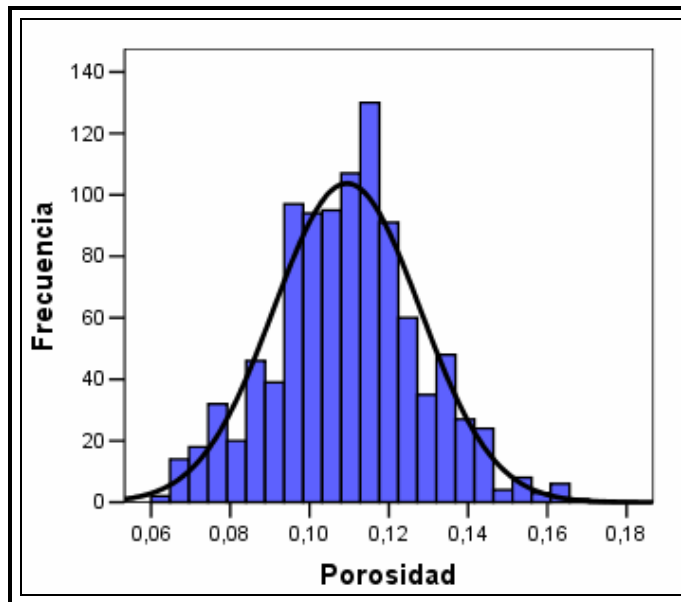


Figura 3.17. Ejemplo de curva de distribución normal

3.14.3 Correlación y Estimación

Como se dijo anteriormente el objetivo principal de la Geoestadística es el de la estimación de una variable a partir de una o más variables conocidas. Para esto es necesario conocer el grado de relación que existe entre las diversas variables, es decir su correlación, lo que significa que al aumentar los valores de una variable lo hace también los valores de la otra y viceversa. La misma, nos dice en que medida la relación entre las variables se puede representar mediante una ecuación lineal o de cualquier otro tipo (logarítmica, exponencial o cuadrática). Cuando se trata de sólo 2 variables se habla de correlación simple, en el caso de más de 2 variables se habla de correlación múltiple (Spiegel, 1970).

Para medir la relación lineal entre dos variables cuantitativas se hace uso del coeficiente de correlación: R . El valor del coeficiente de relación se interpreta de modo que a medida que R se aproxima a 1, es más grande la relación entre los datos.

Uno de los métodos geoestadísticos de estimación utilizado con mayor frecuencia es el Kriging. La técnica del Kriging proporciona una estimación lineal como una función de los valores de la variable en las localizaciones cercanas.

El kriging tiene dos características principales que lo diferencian de otros tipos de interpoladores lineales:

- a) Los pesos usados en la estimación son determinados como una función entre la distancia estructural del valor y la localización a ser estimada y la distancia estructural de cualquier otro par de datos.
- b) Durante la estimación es calculado el grado de incertidumbre, es decir la varianza del kriging.

El estimador de kriging simple es igual al valor conocido de la variable multiplicado por la correlación que existe entre la variable en el punto objetivo y la variable en el punto de observación.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Sísmica de Refracción

Los datos en los que se basa el siguiente trabajo especial de grado fueron adquiridos por la empresa Suelopetrol SACA C.A., en el periodo comprendido entre Enero-2005 y Enero-2006, en un área de 1347 Km² en el estado Monagas.

En el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D se realizó la adquisición de 1340 tendidos de refracción distribuidos, aproximadamente, uno cada kilómetro cuadrado y en dirección E-W (figura 4.1), con el fin de realizar un estudio de la capa meteorizada o capa de baja velocidad.

La adquisición de todos los datos se realizó siguiendo la configuración general del proyecto, tomando como referencia las líneas de tiro y las líneas receptoras de la sísmica de reflexión 3D, teniendo éstas coordenadas conocidas. Los datos utilizados en este T.E.G. son los correspondientes al llamado BLOQUE C ubicado dentro de los límites generales del proyecto La Florida-Amarilis.

4.1.1 Adquisición de los Datos Sísmicos de Refracción

Para la adquisición de los datos de refracción, se establecieron arreglos de 504 m longitud, para garantizar así una buena resolución en la información sísmica superficial requerida. Todos los tendidos fueron posicionados sobre y a lo largo de cada línea de tiro y centrados en las líneas receptoras de la sísmica de reflexión del proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D.

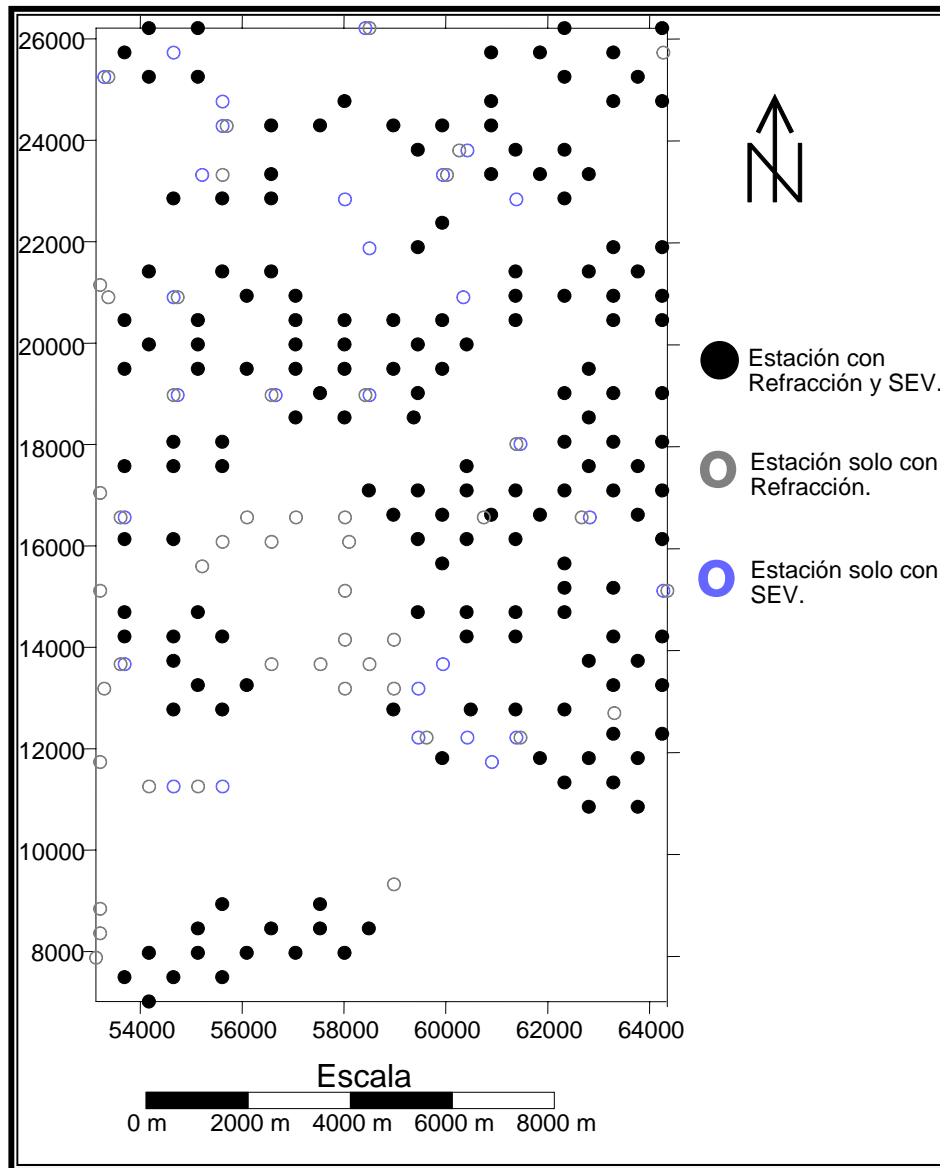


Figura 4.1. Distribución de las Refracciones y de los SEV adquiridos.

En el estudio se usó un espaciado pequeño entre los geófonos más cercanos a los puntos fuente, aumentando progresivamente hacia la parte central de los tendidos para de esta forma registrar información de los eventos más profundos. La distribución usada se muestra en el diagrama de parámetros de refracción de la figura 4.2.

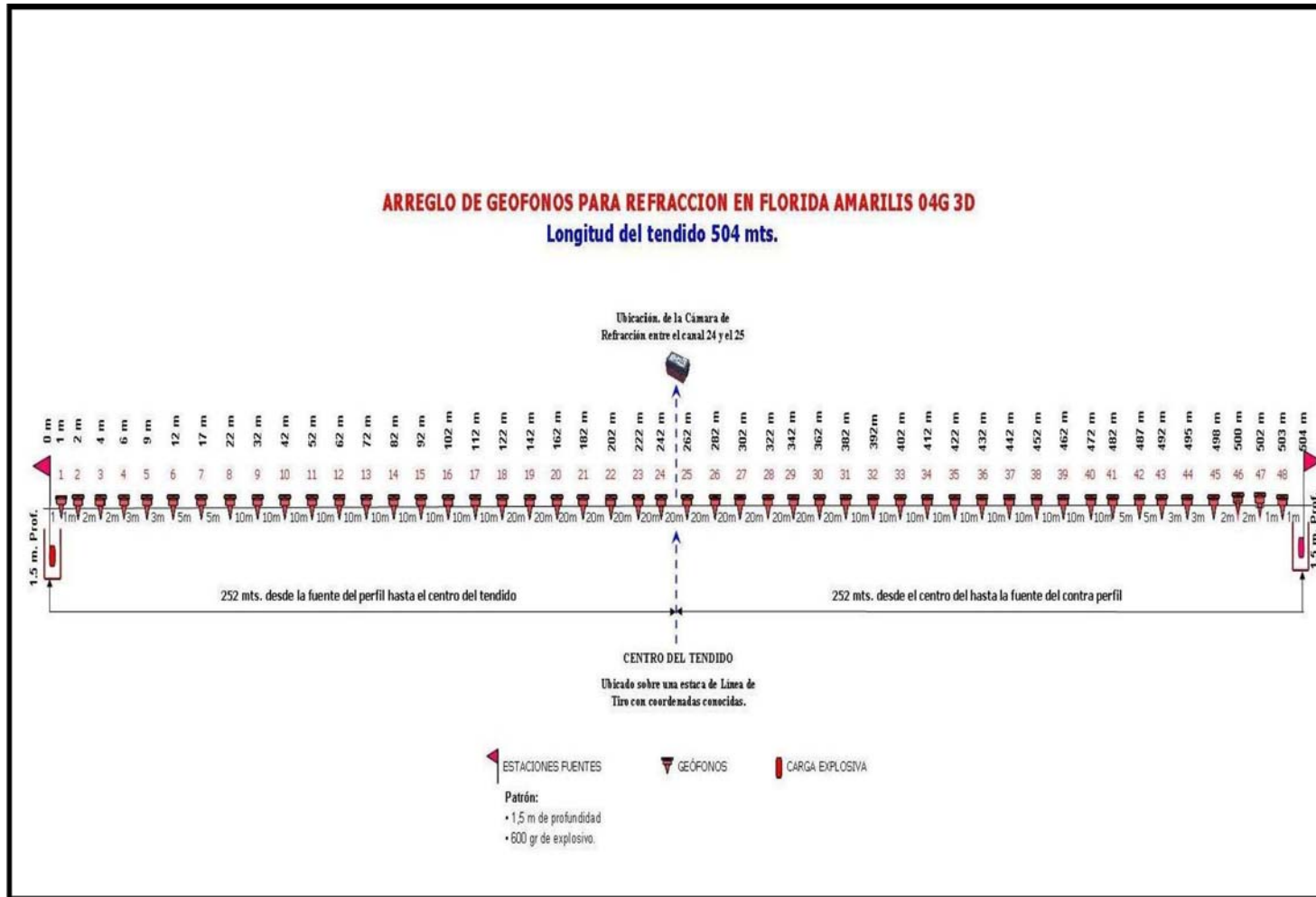


Figura 4.2. Arreglo de geófonos para la Sísmica de Refracción del Proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D (Tomado de Pardo J 2005).

El equipo usado para la adquisición de los datos de refracción fue conformado por dos cámaras sísmicas, una Geometrics, modelo Strata Visor NZ11 (figura 4.3) y otra Oyo DAS-1, ambas de 48 canales (geófonos Sensor SM-24) y en las que fueron guardados los registros en formato SEG-2. Dichos registros se realizaron a una tasa de muestreo de 250 milisegundos. Como fuente de energía se utilizaron cargas de 600 gr de explosivo (Booster Geoprime biodegradable) ubicadas en los extremos de cada perfil y colocadas a una profundidad de 1.5 m utilizando equipos de perforación portátiles con una tubería helicoidal.



Figura 4.3. Cámara de Refracción Strata Visor NZ11 usada en el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D (Tomado de Pardo J 2005).

4.1.2 Procesamiento de los Datos Sísmicos de Refracción

El presente trabajo empleó la siguiente metodología para así cumplir con los objetivos planteados en relación a los datos de refracciones sísmicas:

Para poder dar inicio al procesamiento de los datos de refracción sísmica, en primer lugar se procedió a organizar todos los datos del proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D de los que se disponían, para realizar así la selección de aquellos que se encuentran dentro del BLOQUE C o área de interés para este estudio.

Luego de realizar la selección de los datos que conformarían el BLOQUE C, se procedió a cambiar el nombre de los mismos, renombrándolos en orden creciente de izquierda a derecha dentro del bloque y de norte a sur, comenzando desde 1, 2, 3, 4,... en adelante.

De esta manera en una hoja de Excel se colocaron los nuevos nombres de las refracciones con sus correspondientes coordenadas y los antiguos nombres para mantener así su relación; igualmente se colocaron los nombres de los archivos **.DAT** ó **.OYO** extraídos de cada sismógrafo para cada tendido en punta y cola.

Para el procesamiento de los datos de refracción sísmica, en primer lugar luego de ordenados y clasificados los datos, se procedió a cargar los archivos **.DAT** y **.OYO** de cada refracción, en los programas Pickwin versión 2.85 y SeisREFA versión 1.30 respectivamente. Fueron procesados los archivos de punta y cola de cada tendido seleccionando las primeras llegadas de las trazas sísmicas como muestra la figura 4.4 y mediante las cuales se pudo notar la presencia de una sola interfase correspondiente a la primera onda cónica generada.

Una vez seleccionadas las primeras llegadas, se grabó la selección como archivos **.vs** para los procesados en Pickwin95 y **.TIM** para los procesados con SeisREFA, estos archivos fueron llevados a archivos de texto para ser importados posteriormente a hojas de cálculo.

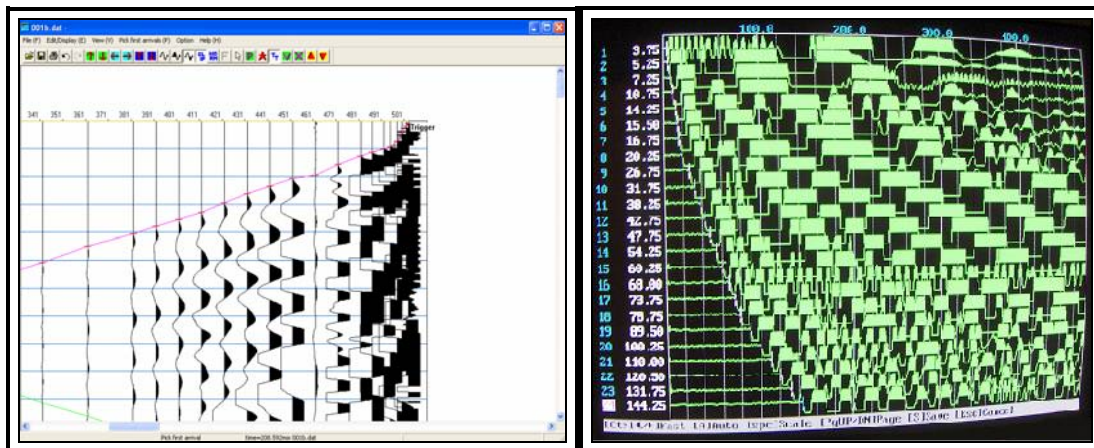


Figura 4.4. Selección de primeras llegadas en Pickwin y SeisREFA. A la izquierda, imagen correspondiente a Pickwin, se puede ver como la línea rosa corresponde a las primeras llegadas seleccionadas. En el gráfico correspondiente al procesamiento con SeisREFA, derecha, se observa la selección de primeras llegadas con una línea blanca sobre cada una de las trazas.

La información contenida en las hojas de cálculo fue la utilizada para la elaboración de las tablas distancia – tiempo y para graficar las dromocrónicas a partir de las cuales se obtuvo la información de velocidades aparentes y tiempos interceptos que es necesaria para este estudio.

Para este estudio en particular, las fuentes se posicionaron en profundidad con respecto al tendido para evitar pérdida de energía, de manera que la trayectoria de la onda directa no es la misma que si la onda estuviera posicionada en superficie como se muestra en la figura 4.5. Por esto y debido a que para extraer información veraz de la dromocrónica ésta debió ser graficada respecto a una configuración de fuente y geófonos alineada en superficie; se debió realizar una corrección en los tiempos de onda directa detectados, para de esta forma poder extraer la información correcta de las dromocrónicas.

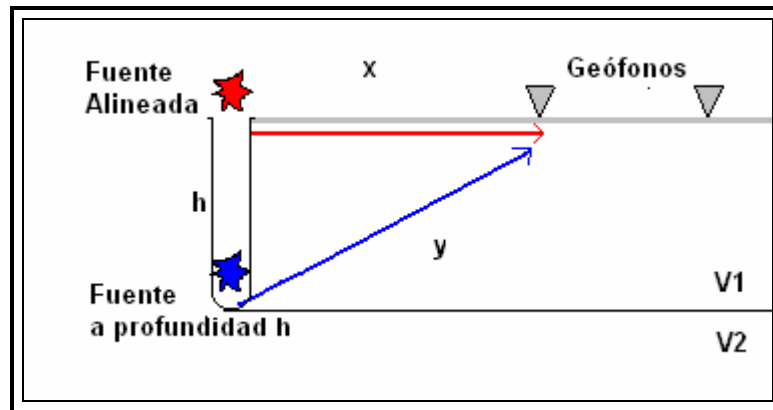


Figura 4.5. Diagrama de visualización de las fuentes en superficie y en profundidad con respecto a los detectores.

Para realizar dicha corrección en primer lugar se graficó una dromocrónica con los tiempos sin corregir sólo para identificar los tiempos de onda directa de la misma, de esta manera fue posible aplicar la corrección a dichos tiempos y graficar la nueva dromocrónica con los tiempos de onda directa ya corregidos (figura 4.6). Ésta dromocrónica es la que fue utilizada para extraer la información anteriormente mencionada. Para la aplicación de la corrección se utilizó la siguiente formula:

$$t = \sqrt{t_r^2 - \frac{h^2 t_r^2}{x^2 + h^2}} \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

donde:

x: Es la distancia horizontal a los geófonos

h: la profundidad de la fuente.

t_r : tiempos registrados

t: tiempos de onda directa corregidos

Luego de corregidos los tiempos de onda directa por el efecto de la fuente en profundidad, se procedió a graficar las dromocrónicas de cada tendido de refracción, punta y cola, en una hoja de cálculo. En la misma se colocó toda la información

correspondiente a los tendidos para extraer de allí los parámetros de interés y los valores de velocidades aparentes. De esta manera se pudo realizar el cálculo de las velocidades verdaderas de los estratos encontrados.

Para el cálculo de los espesores de primer estrato de cada registro sísmico fueron empleados dos métodos distintos, el método de tiempos interceptos, el cual genera espesores para los extremos de cada tendido; y el método de Heiland o ABC, el cual da como resultado el espesores bajo cada uno de los receptores presentes en el tendido.

El cálculo de los espesores utilizando el método de los tiempos interceptos requirió del cálculo de los valores de dichos tiempos en las dromocrónicas correspondientes a cada disparo (figura 4.6). Con dichos tiempos y con los valores de las velocidades aparentes y verdaderas de los tendidos, fueron calculados los espesores bajo las fuentes utilizando las formulas características del método. Debido a que la fuente se posicionó en profundidad, al espesor calculado con las ecuaciones 3.13 y 3.14 se le sumó el valor de la profundidad bajo la fuente.

A causa de que éste método arroja dos valores de espesores para cada tendido, el valor de espesor que fue utilizado para el posterior graficado del mapa correspondiente, fue el resultado del cálculo de la media entre ambos valores. A efectos de la generación de mapas se estableció que el punto medio de cada tendido sería el que contendría toda la información resultado del procesamiento sísmico.

El cálculo de espesores usando el método Heiland o ABC se realizó identificando en primer lugar los segmentos de rectas de ondas cónicas que se solapan en cada una de las dromocrónicas, tomando como referencia la posición de los receptores para tener así los pares de tiempos necesarios para la aplicación de éste método. También fueron utilizados el tiempo total de viaje y el promedio de tiempo total AB y BA que también fue calculado. Habiendo extraído de las dromocrónicas

las velocidades de los estratos, las posiciones de los receptores y la topografía de cada tendido, se procedió a realizar el cálculo de los espesores utilizando las fórmulas correspondientes.

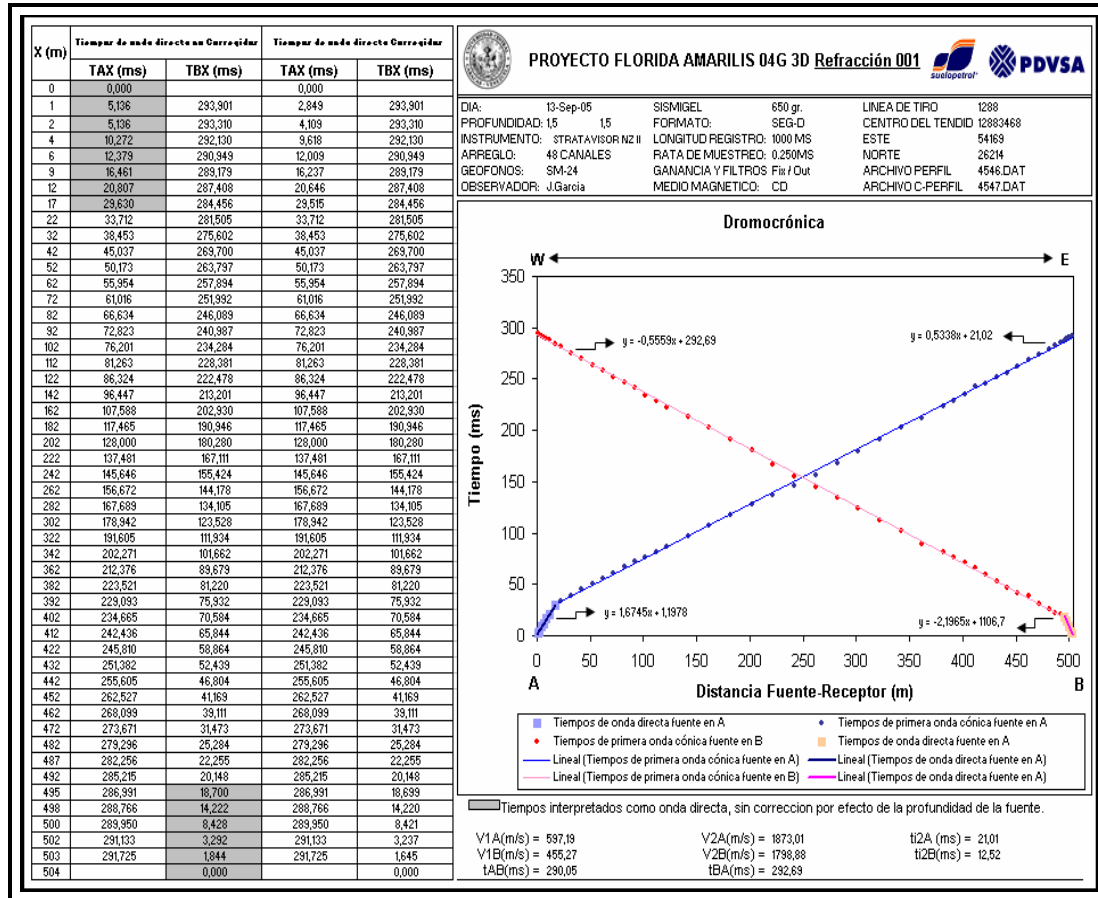


Figura 4.6. Ejemplo hoja de cálculo en la que fueron realizados los cálculos de velocidades aparentes y la corrección de tiempos de la onda directa. En la misma se puede observar la tabla de corrección de tiempos, la dromocrónica elaborada a partir de los mismos y las velocidades aparentes y tiempos interceptos calculados (ver resto en apéndice 1).

De esta forma, habiendo obtenido los espesores a partir de éste método, fueron realizados perfiles topográficos y de espesores de cada sondeo en hojas de cálculo en las que se encuentran también su correspondiente tabla, como se muestra en el ejemplo de la figura 4.7 tomada del apéndice 2.

Para obtener los valores de cota deseados, fue necesario realizar perfiles sobre el mapa topográfico que fue mostrado previamente (figura 2.7). Dichos perfiles fueron realizados utilizando el programa Surfer 8.0 con la finalidad de interpolar con una hoja de cálculo y poder así obtener los valores deseados.

El método de Heiland, como es conocido, genera valores de espesores para cada uno de los receptores contenidos en el tendido, el valor de espesor que fue utilizado para generar el mapa correspondiente fue el resultado del cálculo de la media entre todos estos valores.

Todos los datos de velocidades y espesores calculados por ambos métodos, y otros parámetros de interés fueron condensados en una hoja de cálculo para ser mostrados en su totalidad (apéndice 3). Luego de esto fue aplicada una estadística descriptiva a todos los datos para observar el comportamiento de los mismos.

Finalmente fueron generados mapas base para las velocidades del primer y del segundo estrato y para los espesores calculados por medio de los métodos de los tiempos interceptos y de Heiland. Dichos mapas muestran las posiciones de los puntos donde se realizaron mediciones y la mayor información posible de la zona; este mapa sirvió como referencia para conocer el avance en el procesamiento de los datos.

En la figura 4.8 se puede observar un breve esquema de la metodología descrita anteriormente.

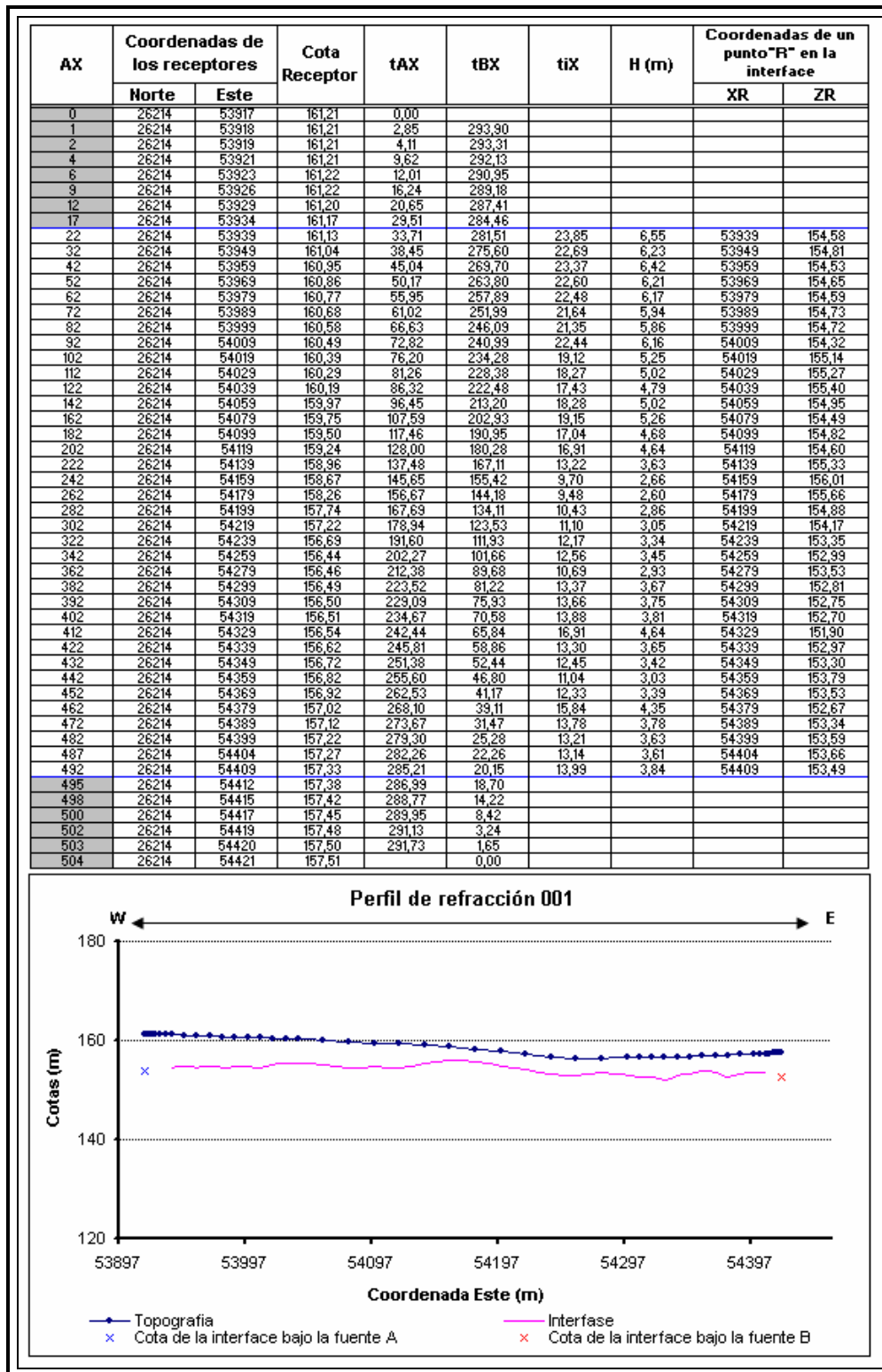


Figura 4.7. Ejemplo de la tabla empleada para el cálculo de espesores con el método ABC. En éste gráfico se encuentran los perfiles topográfico y de espesores del primer estrato (resto en apéndice 2).

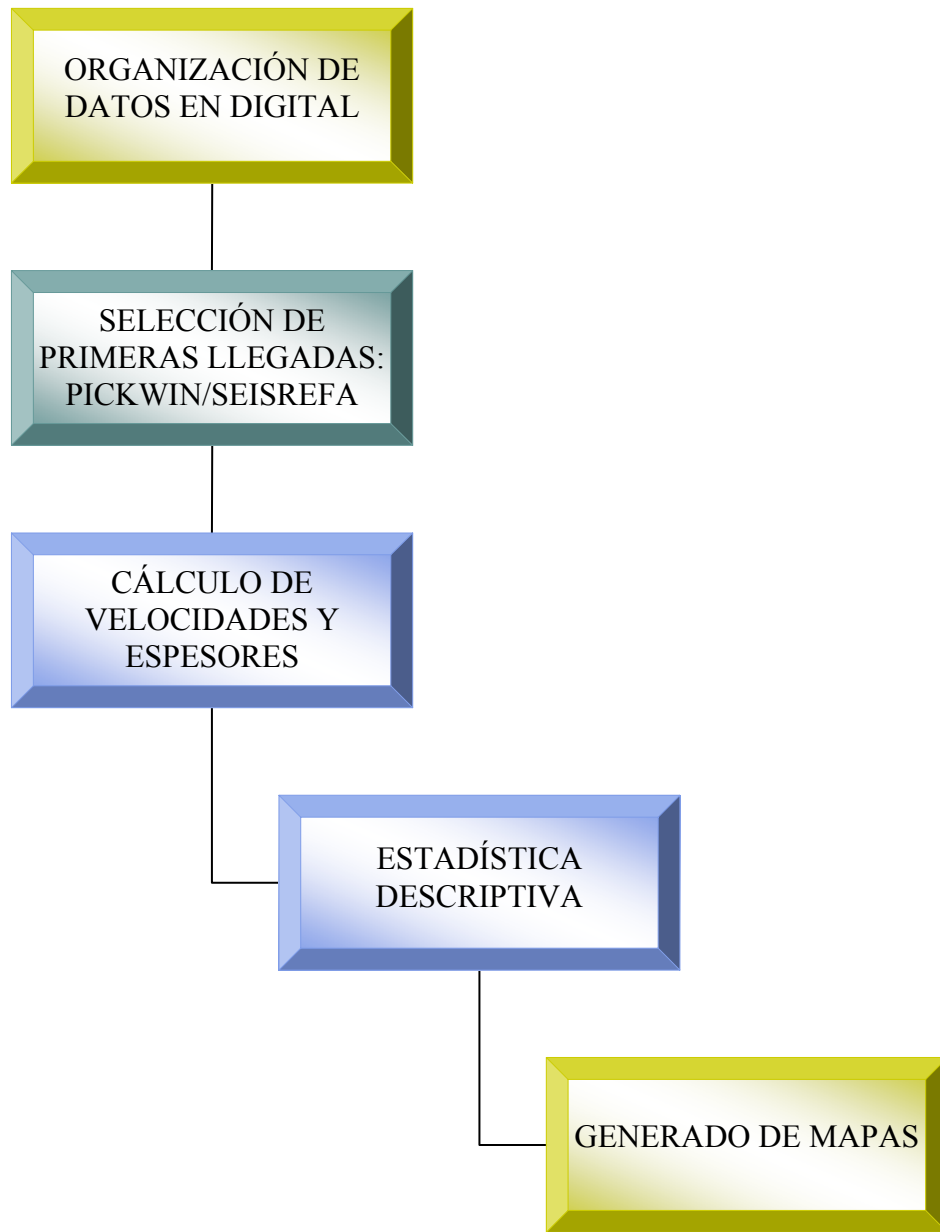


Figura 4.8. Esquema de la metodología de procesamiento de los datos de refracción

4.2 Prospección Eléctrica

Dentro de la adquisición del proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D se realizó el levantamiento de 1300 Sondeos Eléctricos Verticales con el fin de detectar la presencia de acuíferos en la zona; generalmente el centro de los SEV coinciden en posición con el punto medio de los tendidos de refracción sísmica. Para lograr el levantamiento de dichos SEV se siguieron ciertos parámetros de adquisición y cierta metodología de campo que se muestra muy brevemente más adelante. La distribución de los sondeos eléctricos realizados es mostrada en el mapa de la figura 4.9.

En el mapa puede apreciarse como se distribuyen los 1300 sondeos adquiridos y algunos otros que tuvieron que ser descartados, ya sea porque las condiciones del terreno no lo permitieron o por que no se contó con la permisología necesaria.

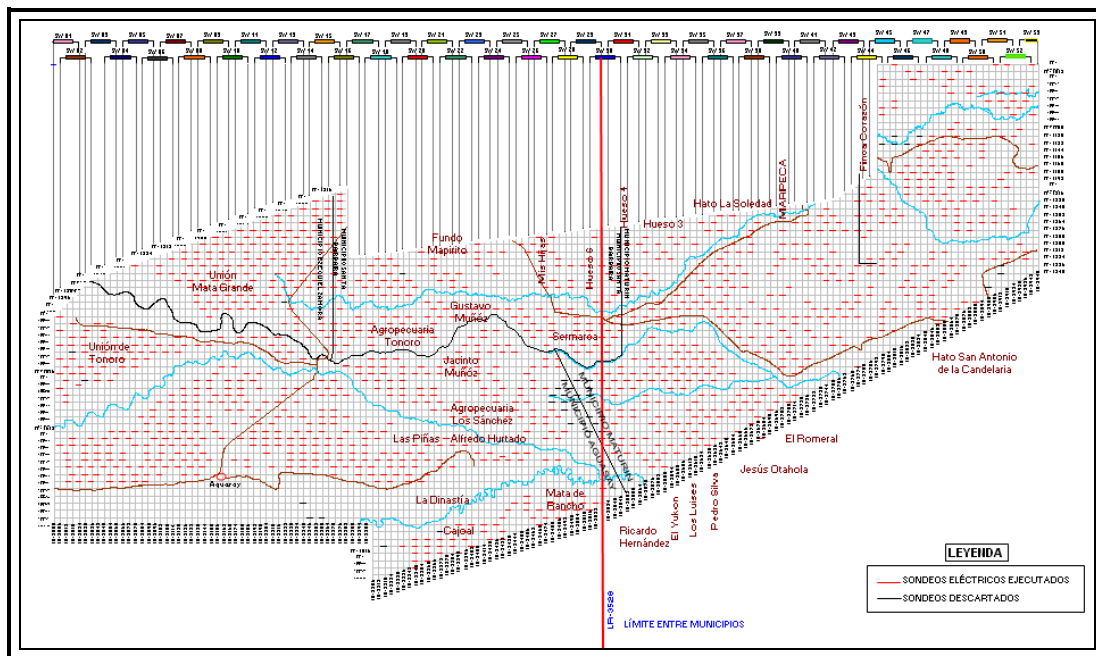


Figura 4.9. Mapa de ubicación de los SEV adquiridos en el proyecto La Florida-Amarilis 04G-3D (Tomado de SUELOPETROL, 2006).

4.2.1 Adquisición de los Datos de SEV

Para el levantamiento de todos los SEV se tomó como referencia a las líneas de tiro y receptoras de la sísmica de reflexión, procurando que el centro de cada SEV coincida con el centro de las líneas receptoras de la misma. Los 1300 sondeos realizados fueron dispuestos en dirección E-W al igual que los tendidos de refracción.

La adquisición de los datos geoelectricos en configuración de SEV, se llevó a cabo utilizando un arreglo Schlumberger de 60 electrodos espaciados a 10 m. Las aperturas AB/2 empleadas fueron de: 15, 25, 35, 45, 55, 65, 75, 85, 95, 105, 115, 125, 135, 145, 165, 175, 185, 195, 205, 215, 225, 234, 245, 265, 275, 285 y 295 m. De manera que la longitud total de cada tendido fue de 590 m para garantizar una buena resolución en la información geoelectrica requerida. Fue empleada una Bateria externa de 12 V y de 700 A, y una unidad de medición de resistividades Syscal Pro, SW-72 de Iris Instruments.

El número mínimo de mediciones realizadas por sondeo fueron de 29, dependiendo de las características geoelectricas del subsuelo en estudio. Las repeticiones de lecturas o Stack mínimo fueron 3 y el máximo de 5. El pulso eléctrico tuvo una duración de 1 s.

Los datos en digital fueron almacenados en archivos **.BIN** que contuvieron la siguiente información: de

- **El-array:** Tipo de dispositivo utilizado en la adquisición.
- **Spa.1:** Posición horizontal del Electrodo **A**.
- **Spa.2:** Posición horizontal del Electrodo **B**.
- **Spa.3:** Posición horizontal del Electrodo **M**.
- **Spa.4:** Posición horizontal del Electrodo **N**.
- **Rho:** Resistividad aparente (ρ_a) medida en $\Omega.m$.

- **Dev.:** Desviación estándar en % del conjunto de muestras tomadas por repetición de lecturas (stacking). Es empleado como factor de calidad de los datos.
- **Sp:** Potencial espontáneo en mV presente entre los electrodos **M** y **N**.
- **Vp:** Potencial en mV presente ente los electrodos **M** y **N**.
- **In:** Intensidad de corriente eléctrica en mA, que circula a través de los electrodos **A** y **B**.
- **Time:** Duración del pulso eléctrico en ms.
- **Stack:** Número de repetición de lecturas.
- **Rs-Check:** Resistencia en Ohm presente entre los electrodos **M** y **N**.
- **Vab:** Potencial en Voltios presente entre los electrodos A y B.
- **Rab:** Resistencia eléctrica en Ohm presente entre los electrodos A y B.
- **Name:** Nombre del registro.
- **Tx-Bat:** Porcentaje de carga de la batería transmisora interna.
- **Rx-Bat:** Porcentaje de carga de la batería receptora interna.
- **Temp:** Temperatura interna del equipo en °C.

También, se generaron otros dos archivos en los formatos **.TXT** y **.XLS** con la misma información que el **.BIN**, con excepción del archivo en **.XLS**, el cual contiene adicionalmente los datos de AB/2 y MN/2.

4.2.2 Procesamiento de los Datos de SEV

La metodología que se siguió para el procesamiento de los SEV que corresponden al bloque C, es la que sigue a continuación:

Para poder dar inicio al procesamiento de los datos geoelectricos, se organizaron y renombraron de la misma manera en la que se organizaron los datos de refracción sísmica, colocando los mismos nombres para los que coincidían en el mismo punto.

Los datos geoelectricos que fueron utilizados son aquellos que fueron guardados en formato **.TXT**. Estos fueron importados a hojas de Excel en donde fueron calculadas las distancias $AB/2$ y MN de la siguiente manera:

$$AB/2 = Sp2 - Sp1 \quad (\text{Ecuación 4.2})$$

$$MN = Sp4 - Sp3 \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

Una vez teniendo una base de datos en formato de hoja de cálculo, se procedió al uso del software destinado a este tipo de estudios.

IPI2Win es un software creado en la Universidad Estatal de Moscú con el objetivo principal de interpretar perfiles resistivos apoyándose en un filtrado lineal para proponer una única solución entre un gran número de soluciones geológicas posibles (Guía de Usuario, 2000).

Ahora bien, los valores calculados de $AB/2$ y de MN , junto a los de voltaje y de intensidad de corriente fueron introducidos en el programa para generar la curva de resistividades aparentes, figura 4.10, que fue modelada para obtener así, unos valores iniciales de resistividades verdaderas para distintos estratos isorresistivos y sus correspondientes espesores. La curva mostrada presenta en su eje X los valores de $AB/2$ y en su eje Y sus correspondientes resistividades aparentes ($\Omega.m$), utilizando ambos ejes con escalas logarítmicas.

Teniendo los valores de topografía, las coordenadas y los modelos de resistividades para el centro de cada uno de los SEV, se procedió a construir las seudosecciones que comprenden todos los sondeos que se encuentran sobre una misma línea E-W (figura 4.11). Las seudosecciones no son más que un perfil del subsuelo generado a partir de una interpolación de los datos de resistividad aparente de dos o más SEV dispuestos sobre una misma línea. Para la solución del problema inverso, IPI2Win utiliza el algoritmo de Newton para el número mínimo de capas o

en el caso del error que genera la ambigüedad de la solución del problema es utilizado el algoritmo que utiliza la aproximación de Tikhonov (Guía de Usuario, 2000).

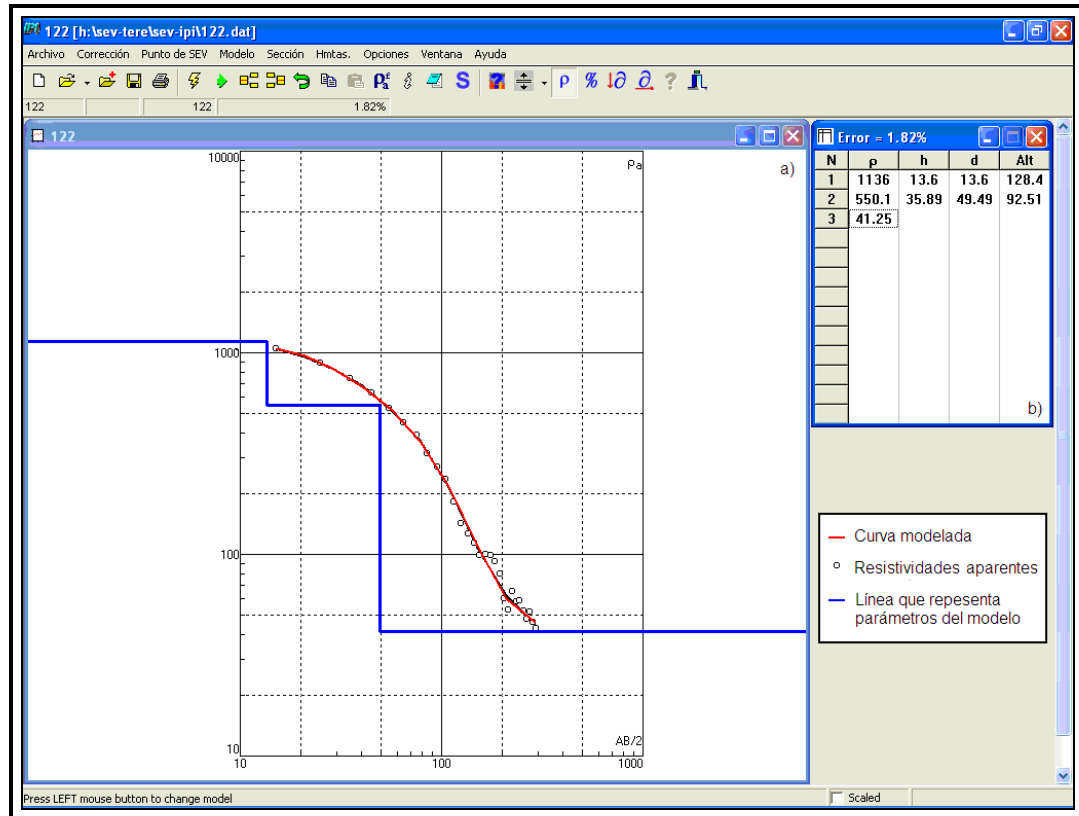


Figura 4.10. Imagen tomada y modificada de IPI2Win en la que se observa: a) Curva de resistividades aparentes y b) Tabla de resistividades verdaderas y espesores. Las curvas de SEV y sus respectivas tablas de datos se pueden encontrar en el apéndice 4.

Sobre los sondeos eléctricos se volvió a aplicar un modelado de las curvas para de esta manera poder ajustar cada pseudosección a un modelo que muestre la mejor continuidad lateral posible. Finalmente de estas últimas curvas de resistividades se extrajeron los valores de resistividades verdaderas y de espesores, los cuales se encuentran condensados en una hoja para cada SEV en el apéndice 5 de este trabajo.

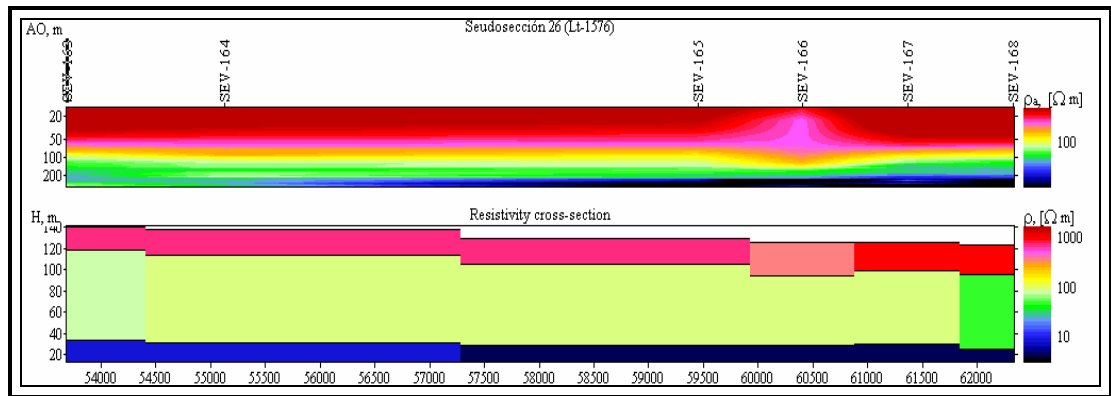


Figura 4.11. Ejemplo de una seudosección y modelada, la cual incluye varios SEV en una misma línea de tiro con coordenada norte fija. La seudosección superior muestra las resistividades aparentes y la inferior las resistividades verdaderas modeladas. Las seudosecciones modeladas se pueden encontrar en el apéndice 6.

Debido a que los datos de interés son los de resistividades a profundidades específicas, los mismos fueron sometidos a otro procedimiento en el cual se seleccionaron las resistividades correspondientes a 10 m, 25 m y 50 m de profundidad y apoyados en un gráfico como el que muestra la figura 4.12. En el apéndice 7 se muestra la tabla de resultados final con la cual fueron elaborados los mapas a las profundidades ya mencionadas.

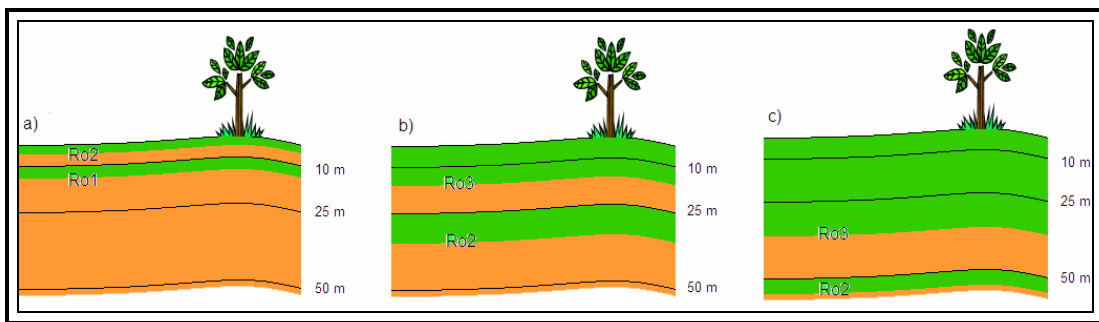


Figura 4.12. Esquema utilizado para el cálculo de las resistividades a las profundidades estipuladas. El gráfico a) corresponde al cálculo de ρ a 0 m, el b) al cálculo de ρ a 25 m y el c) ρ a 50 m. Los niveles en verde corresponden con los espesores isoresistivos, en el caso de a) corresponde con h_1 y en los casos de b) y c) se trata de h_1+h_2 . El valor de resistividad que muestra cada gráfico es el que corresponde con la profundidad calculada.

A continuación, en la figura 4.13, se muestra un esquema general de la metodología de procesamiento que se describió previamente:

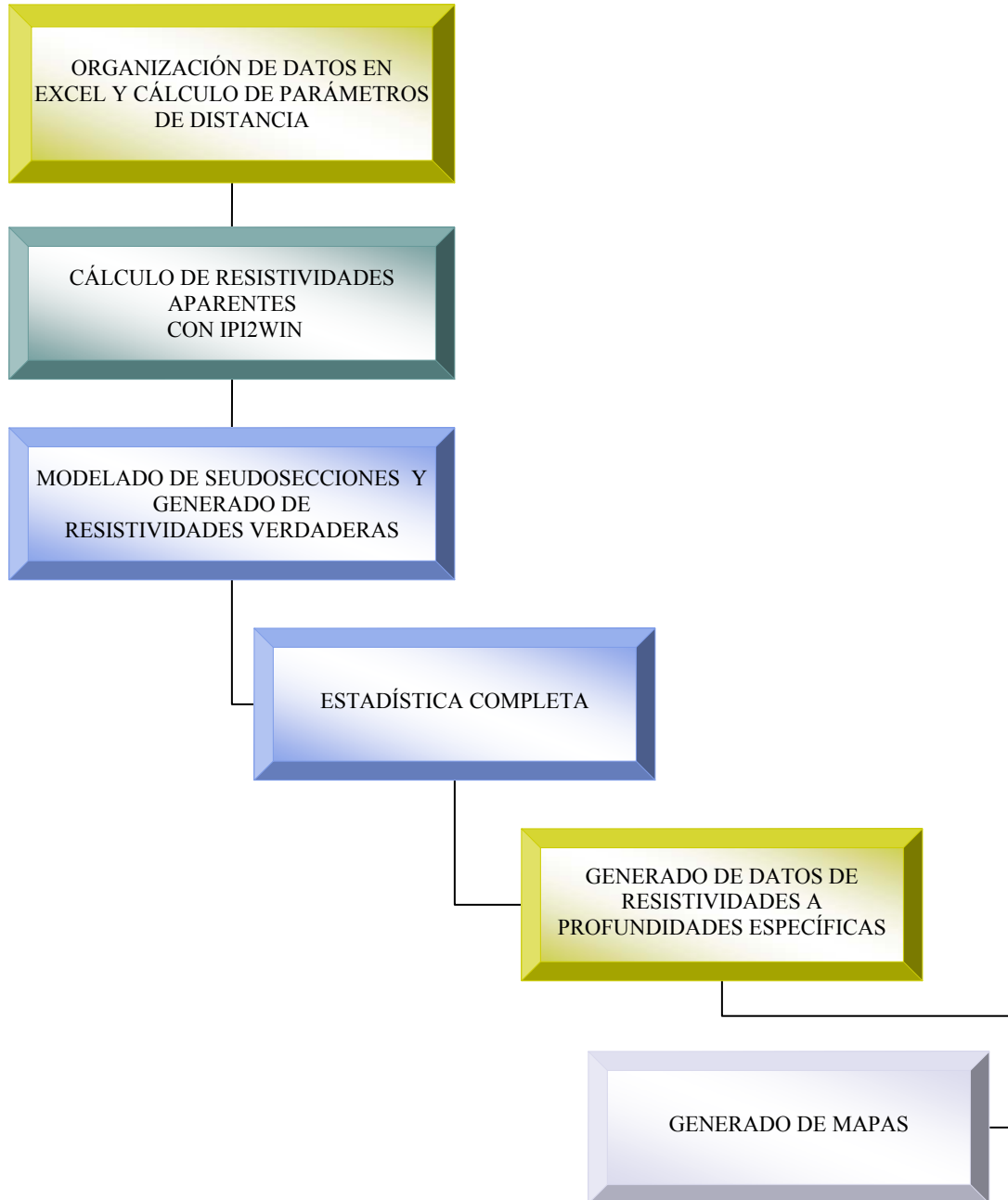


Figura 4.13. Esquema de la metodología de procesamiento de los datos de SEV

4.3 Análisis Estadístico de Datos

Una vez obtenidas las tablas de datos generales resultado del procesamiento de las refracciones sísmicas y de los SEV, se procedió a aplicar a los mismos, un estudio estadístico como se muestra continuación. Para esto, se hizo uso del software SPSS en su versión 13.0, el cual fue el utilizado para realizar todo el estudio estadístico mostrado en este trabajo.

4.3.1 Análisis Exploratorio

El análisis exploratorio comienza con el cálculo de las medidas de tendencia central y de dispersión (apéndice 8), además del graficado de sus correspondientes histogramas y sus curvas de frecuencias, como lo muestra la figura 4.14.

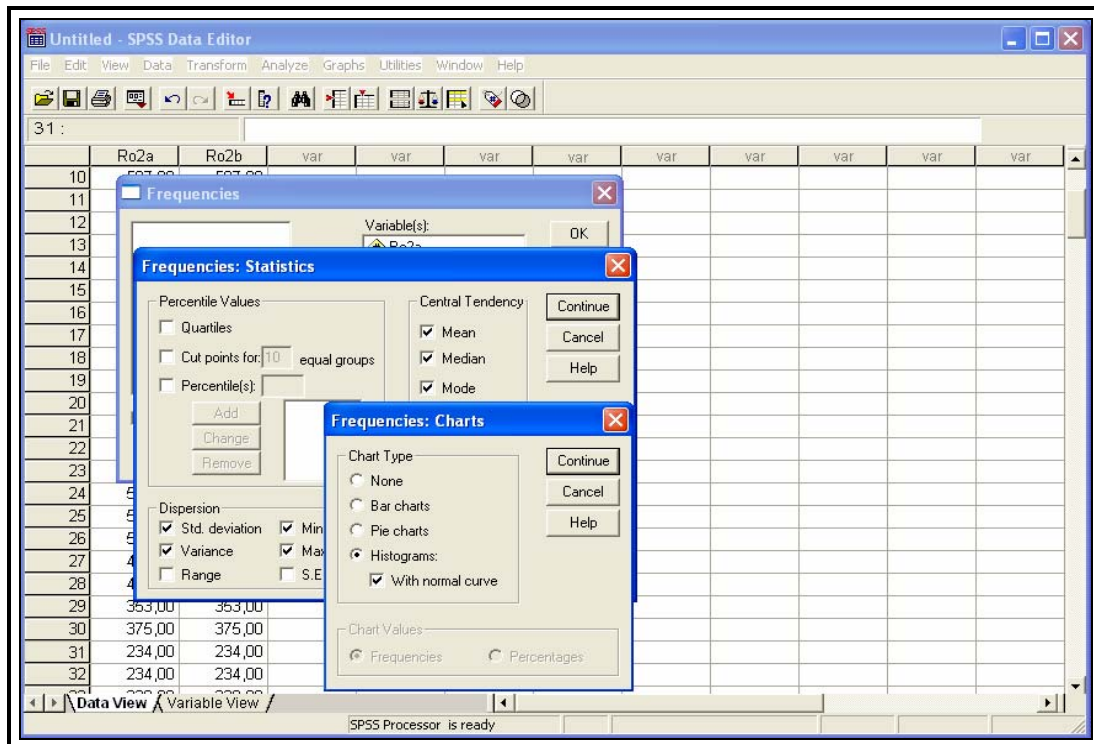


Figura 4.14. Selección de medidas de tendencia central, dispersión e histogramas de frecuencias (Imagen tomada y modificada de SPSS).

También fueron elaborados los gráficos de caja y bigotes correspondientes a cada una de las variables estudiadas (figura 4.15), con el fin de identificar la presencia de puntos anómalos y luego verificar su correspondencia o no con algún rasgo geológico en la zona que permita discernir entre conservar o no dichos puntos.

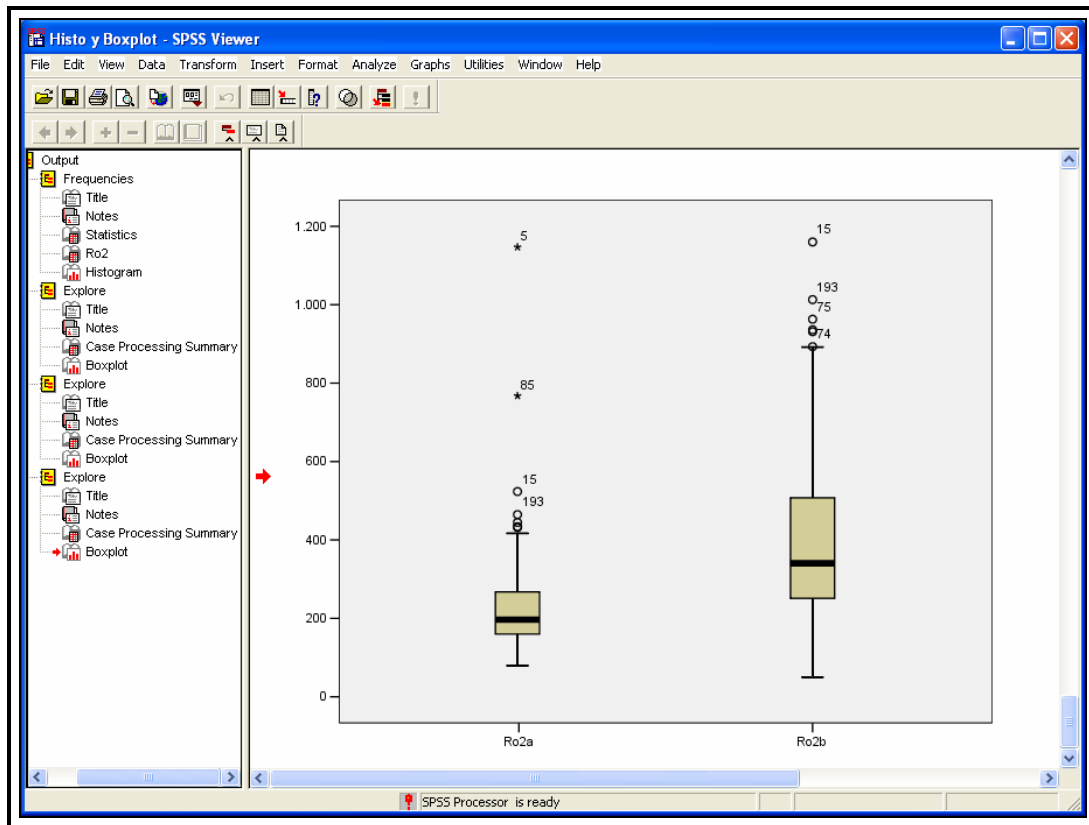


Figura 4.15. Modelos de gráficos de cajas y bigotes realizados. En ellos se puede observar la presencia de valores atípicos representados con círculos y valores atípicos extremos con asterisco. Todos los diagramas de este tipo realizados se pueden hallar en el apéndice 9.

Una vez suprimidos los valores atípicos extremos se realizaron nuevamente los histogramas de frecuencia, en los casos que fuera necesario, a manera de compararlos con los realizados anteriormente (figura 4.16).

Como los diagramas de caja y bigotes y los histogramas de frecuencias seguían mostrando un conjunto de datos que pudieran ser considerados atípicos, se procedió a aplicar otro método para confirmar la existencia de estos valores.

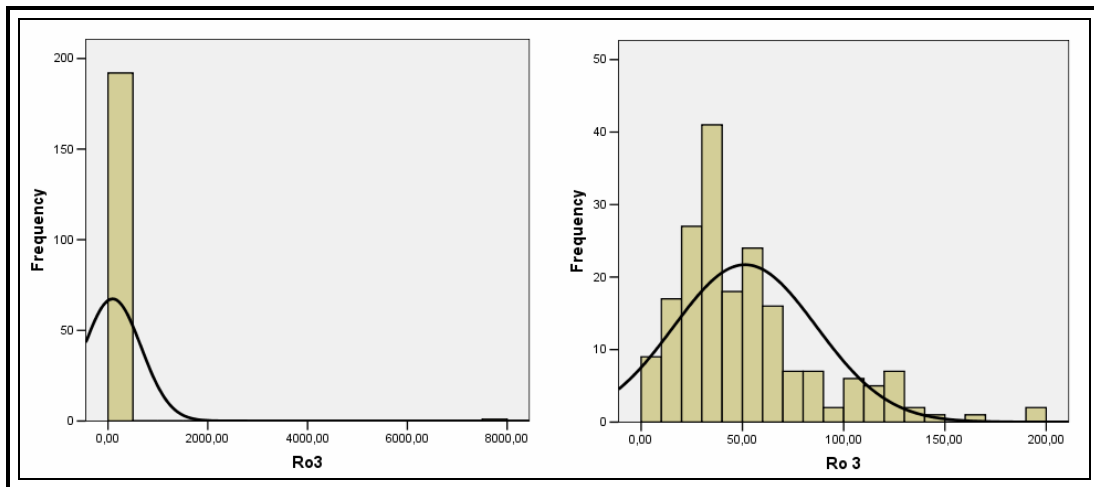


Figura 4.16. Histogramas de frecuencia antes y después de eliminar datos atípicos extremos. Los histogramas de frecuencias realizados se encuentran en el apéndice 10 de este trabajo.

Las pruebas paramétricas P-P y Q-Q son representaciones gráficas que muestran en qué medida un conjunto de datos de determinada variable, se ajustan a una distribución normal. En dichos gráficos se presenta una curva que representa la probabilidad o los valores observados, según sea el caso, y una recta que representa la probabilidad o los valores esperados, como lo muestra la figura 4.17 para el caso específico de una prueba paramétrica P-P.

Este tipo de análisis se puso en práctica para todas las variables estudiadas (apéndice 11), así como un estudio de desviación estándar, el cual permite identificar nuevos valores atípicos mediante un fundamento distinto al del diagrama de caja y bigotes.

Los gráficos de dispersión elaborados, como el que muestra la figura 4.18 y los que se encuentran en el apéndice 12 de este trabajo, se realizaron para una desviación estándar de 3.09, que implica que a partir de la mediana de los datos de cada variable, se conservaron los datos dentro del 99,9% de significancia en ellos y el resto se consideró atípico y luego se verificó su correspondencia o no con la geología de la zona.

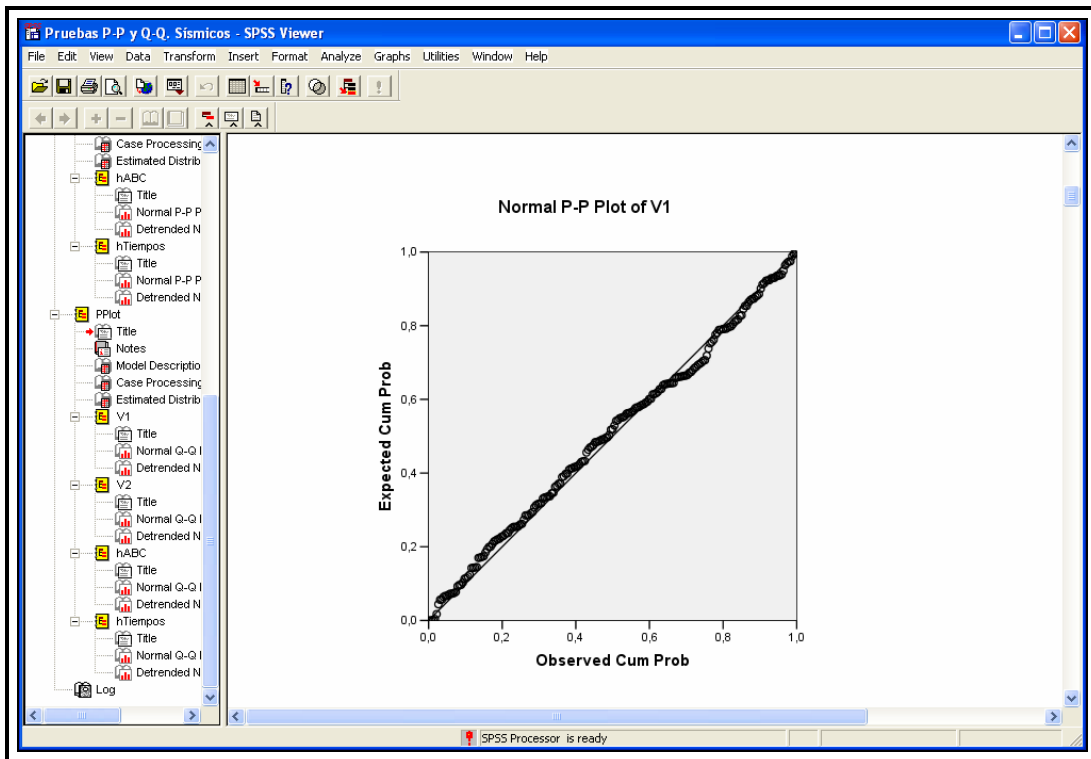


Figura 4.17. Gráfica de prueba paramétrica P-P generada con SPSS.

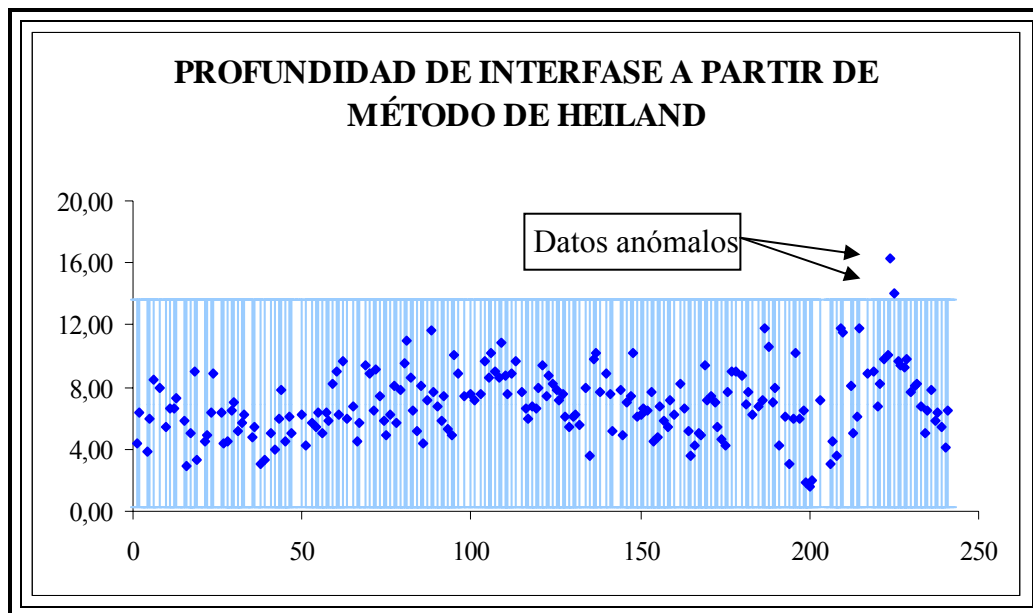


Figura 4.18. Modelo de gráficos de dispersión elaborados. En él se puede ver la presencia de un par de puntos anómalos que fueron suprimidos de la tabla general de datos.

4.3.2 Análisis Multivariante

Luego del análisis exploratorio y de suprimir todos los valores anómalos encontrados, fue necesario generar una nueva tabla, mostrada en el apéndice 13, que contiene sólo los puntos que cuentan con toda la información obtenida por el procesamiento de ambos métodos de prospección, quiere decir que en ella no aparecen los puntos que presentan algún dato anómalo.

Teniendo esta tabla, se procedió a realizar un análisis multivariante, el cual comenzó con un estudio de cluster, que no es más que un análisis que emplea un algoritmo encargado de clasificar en grupos, lo más homogéneos posibles, a un conjunto de individuos en base a las variables observadas (Pérez, 2004).

Con esto se busca determinar una correlación entre las variables estudiadas de manera de poder calcular valores ausentes a partir de los ya conocidos. Este es el caso específico de puntos en los que se poseía información sísmica pero no eléctrica y viceversa, además de los puntos a los que les fue eliminado un valor anómalo.

El análisis cluster fue realizado con SPSS versión 13.0. Para esto se debe especificar el número de grupos en los que se quiere distribuir los datos. En este caso se realizaron pruebas con 3 y 2 grupos, debido a la cantidad de individuos con los que se trabajó inicialmente y a la cantidad de ellos que pertenecían a cada grupo. El programa arroja como resultado un conjunto de tablas, ver apéndice 14, entre las cuales se encuentra una que muestra la cantidad de individuos presentes en cada uno de los grupos generados.

El último tratamiento multivariante que le fue aplicado a los datos fue un estudio de correlación entre las variables. Para esto se realizaron un par de pruebas en las que se emplearon todas las variables en principio y luego se seleccionó un determinado grupo de ellas a manera de ver si mejoraban las correlaciones. El

programa arroja una tabla, como las que se observan en el apéndice 15, en la que muestra el valor de correlación entre cada par de variables en una escala que va desde el 0 hasta el 1 como mayor valor posible de correlación.

A continuación se muestra un breve esquema del procedimiento estadístico desarrollado anteriormente.

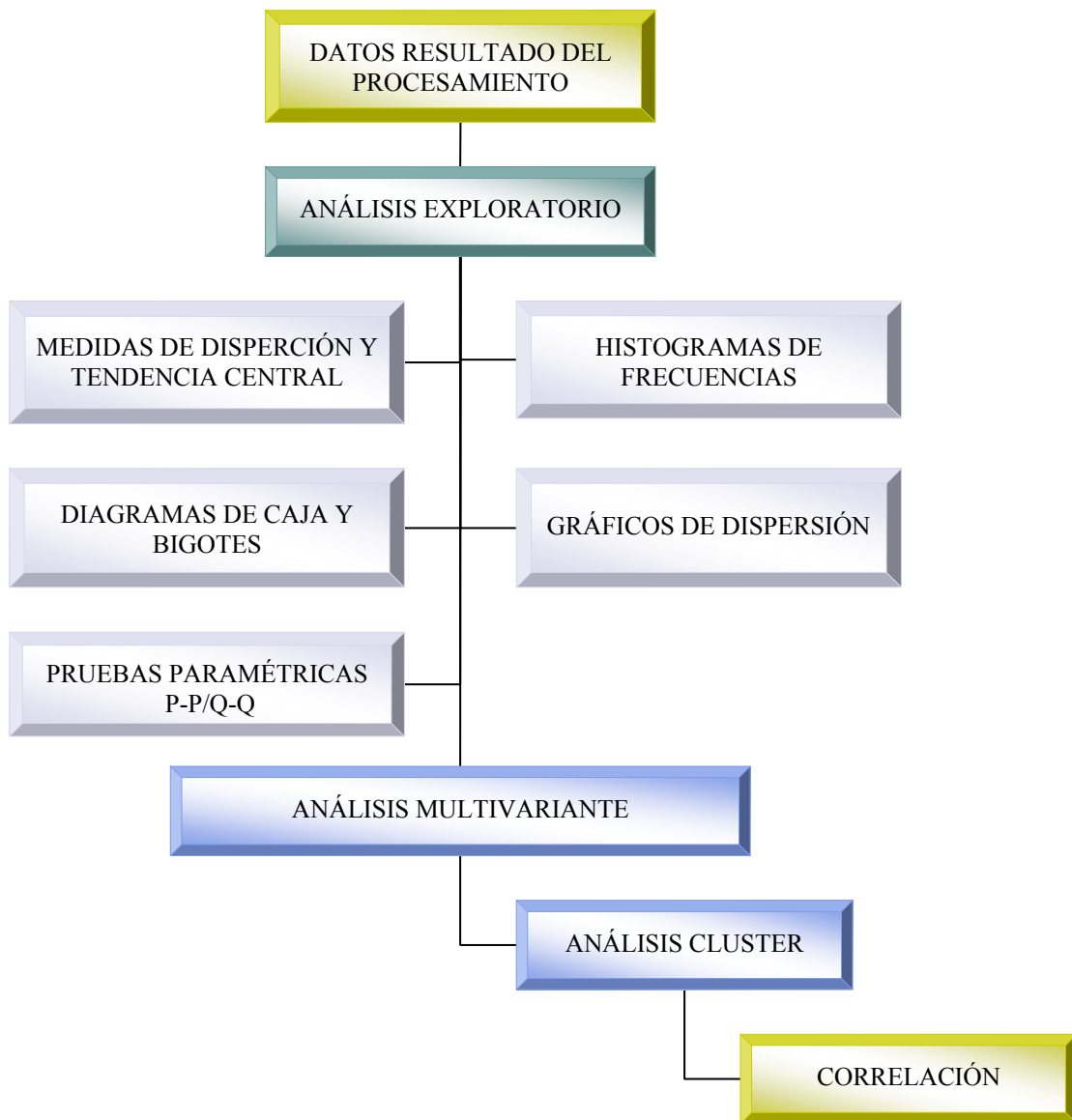


Figura 4.19. Esquema general del análisis estadístico que sufrieron los datos.

Una vez obtenidos los resultados finales del procesamiento de datos sísmicos y geoelectricos y su posterior estudio estadístico, se generaron los mapas finales empleando un software suministrado por el Laboratorio de Simulación e Inversión Geofísica (L.S.I.G.) de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela a cargo del profesor Miguel Bosch.

El software utilizado y denominado Kriging, aplica un método de interpolación lineal que estima valores mediante el empleo de la siguiente ecuación:

$$V_{kri} = \bar{V} + C_{v,w} * C_{w,w}^{-1}(W - \bar{W}) \quad (\text{Ecuación 4.4})$$

donde:

V = datos desconocidos

\bar{V} = media de los datos desconocidos

W = datos conocidos

\bar{W} = media de los datos conocidos

C = covarianza

A dicho software se le colocó un radio de 1 km para la interpolación, lo que quiere decir que el mismo estima, para determinado punto, un valor en función de la cantidad de datos que se encuentran dentro de dicho radio. En el caso de que no exista información dentro de este radio, el programa asigna al punto el valor de la media del área total.

El mallado es recorrido punto a punto, de sur a norte y de oeste a este cada kilómetro. El mismo es graficado con Surfer para obtener los nuevos mapas de resultados. Dichos mapas se muestran en el capítulo de Análisis y Resultados y en ellos se basarán las recomendaciones y conclusiones de este trabajo, tomando en cuenta las características generales y geológicas de la zona de estudio.

CAPÍTULO V ANÁLISIS Y RESULTADOS

5.1 Análisis y Resultados de Sísmica de Refracción

5.1.1 Resultados del procesamiento

A continuación se muestran los mapas generados a partir de los datos obtenidos del procesamiento de la sísmica de refracción adquirida en el proyecto y la cual dio como resultado la detección de una interfase y el registro de dos velocidades. Dichas velocidades corresponden con el tiempo de viaje de la onda directa y la primera onda cónica. Estos mapas fueron elaborados utilizando el módulo de Kriging del programa Surfer 8.0, con un mallado de 193 m de espaciamiento. Los resultados son mostrados a continuación en las figuras 5.1 y 5.2.

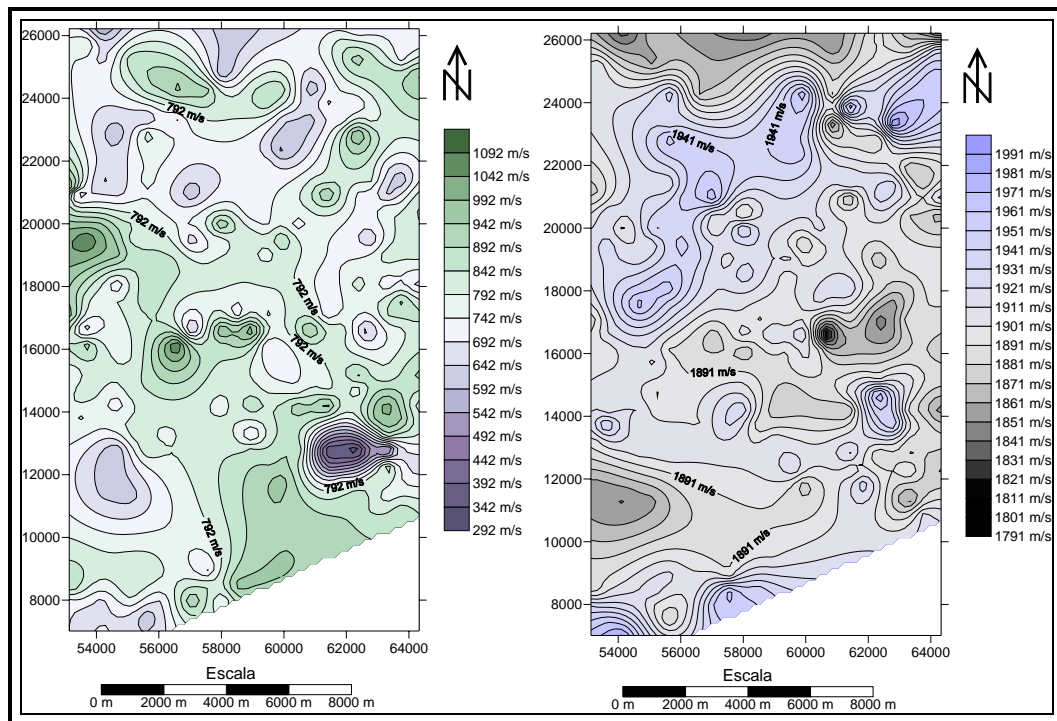


Figura 5.1. Mapas iniciales de velocidades de onda directa y de onda cónica. A la izquierda se encuentra el mapa de velocidad de onda directa y a la derecha el de velocidad de onda cónica.

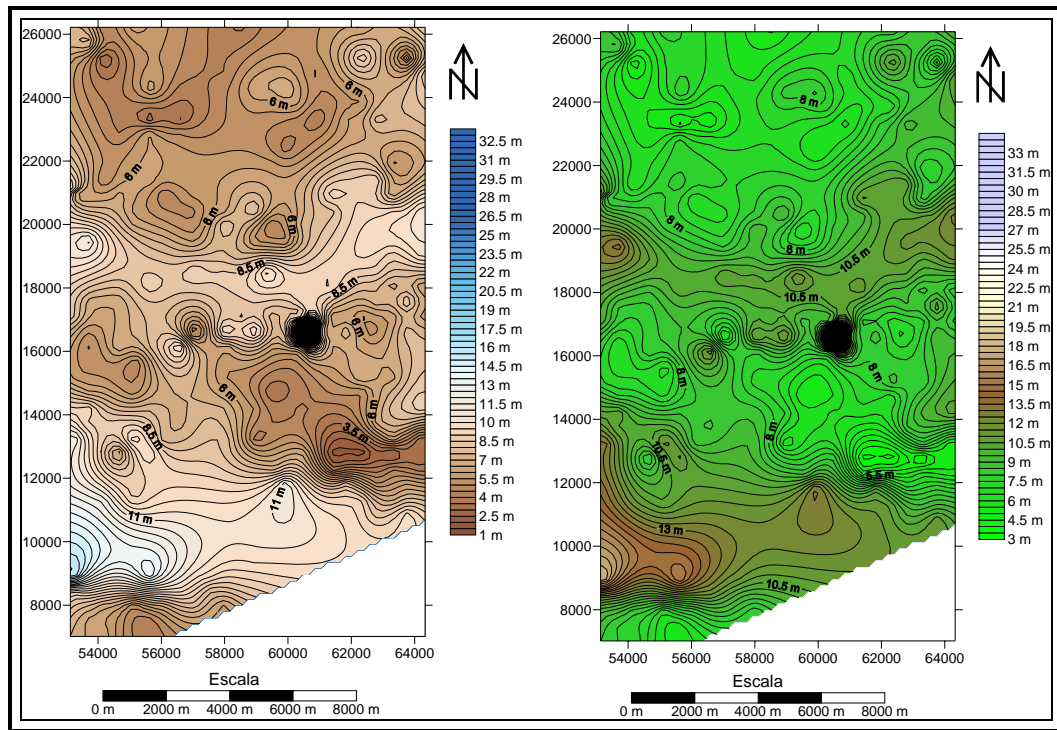


Figura 5.2. Mapas iniciales de espesores calculados por medio de método de Heiland y por método de tiempos interceptos. A la izquierda se puede ver el mapa correspondiente al método de Heiland y a la derecha el correspondiente al de los tiempos interceptos.

5.1.2 Estadística

Observando los primeros mapas de resultados, se puede notar la presencia de gran cantidad de cierres distribuidos a lo largo de toda el área estudiada y que difícilmente muestran una tendencia, sumado a esto los rangos dentro de los cuales varían los valores que toma cada variable son bastante altos en algunos casos. Lo anteriormente descrito hace suponer la presencia de valores anómalos dentro de las tablas generadas por el procesamiento y además asoma la posibilidad de que el diseño de la adquisición no era el más apropiado debido a la separación que llega a presentarse entre estaciones.

Con la finalidad de identificar y suprimir cualquier valor anómalo presente en los datos finales se aplicó un estudio estadístico basado en un análisis gráfico y

descriptivo de los datos. Dentro de este marco se evaluaron en principio, los histogramas de frecuencias y diagramas de caja y bigotes, localizando así 3 valores atípicos extremos entre los espesores obtenidos a partir de las refracciones. De estos 3 valores, fueron eliminados sólo 2 puesto que coincidían en un mismo punto.

Luego de eliminados los puntos y al ver que continuaba la presencia de valores atípicos y atípicos extremos, se evaluó esta situación desde la perspectiva de la desviación estándar de los datos para cada variable. Para esto se verificó en qué medida el comportamiento de los datos se acercaba a uno normal.

De esta manera fue necesario apoyarse en los histogramas de frecuencias, diagramas de caja y bigotes y pruebas paramétricas P-P y Q-Q antes de y después de la primera limpieza de los datos, para así ver como varió el comportamiento de los datos.

Debido a que en datos geofísicos se suele suponer un comportamiento normal, fueron aplicados los gráficos de dispersión arrojando como resultado la identificación de nuevos puntos atípicos, 7 en total. Para verificar el resultado, fueron elaboradas nuevas pruebas paramétricas para demostrar la normalidad en los datos. Todo este análisis se puede verificar con un ejemplo que se muestra a continuación para el caso específico de la profundidad de la interfase calculada por medio del método de los tiempos interceptos.

En primer lugar fueron analizados los histogramas de frecuencias y los gráficos de caja y bigotes, en función de sus características gráficas más resaltantes, en el caso de la figura 5.3 se puede ver como la mediana, representada por una línea vertical, y la moda, representada por la barra de mayor frecuencia, se acercan en gran medida. Esto, se puede ver de igual manera en los diagramas que se muestran en la figura 5.4, en donde la línea horizontal, nuevamente la mediana, supondría un eje de

simetría en un caso normal. En este caso, se puede apreciar una mejor distribución luego de eliminar sólo un valor atípico extremo.

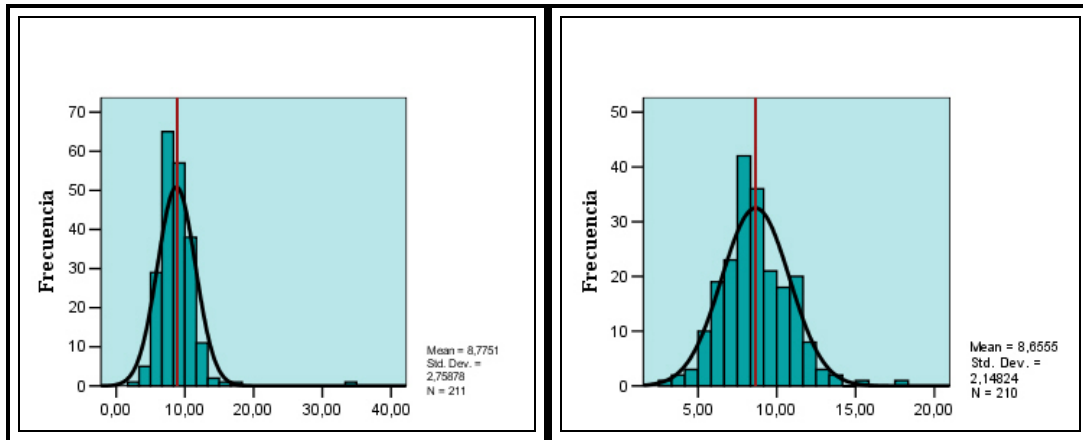


Figura 5.3. Histogramas de frecuencias correspondientes al espesor calculado por medio del método de tiempos interceptos. Muestran la distribución antes (izquierda) y después (derecha) de suprimir puntos atípicos extremos.

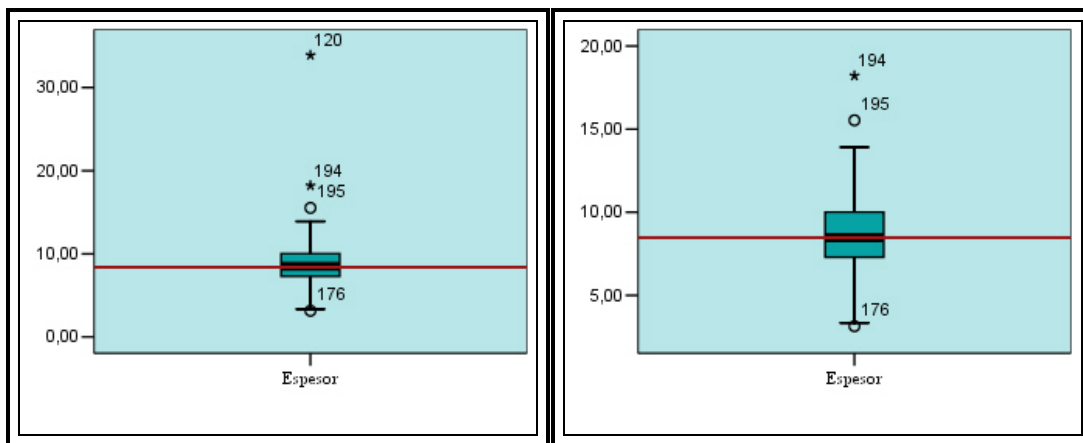


Figura 5.4. Gráficos de caja y bigotes correspondientes al espesor calculado por medio del método de tiempos interceptos. Muestran la distribución antes (izquierda) y después (derecha) de suprimir puntos atípicos extremos representados con asteriscos.

Ahora bien, al elaborar el gráfico de desviación estándar (figura 5.5), se puede ver como los puntos se encuentran distribuidos de manera bastante uniforme dentro de la sección definida encontrándose sólo 2 puntos fuera de ella los cuales, puede

apreciarse, coinciden con los que mostraba el diagrama de caja y bigotes como puntos atípicos de magnitudes más altas.

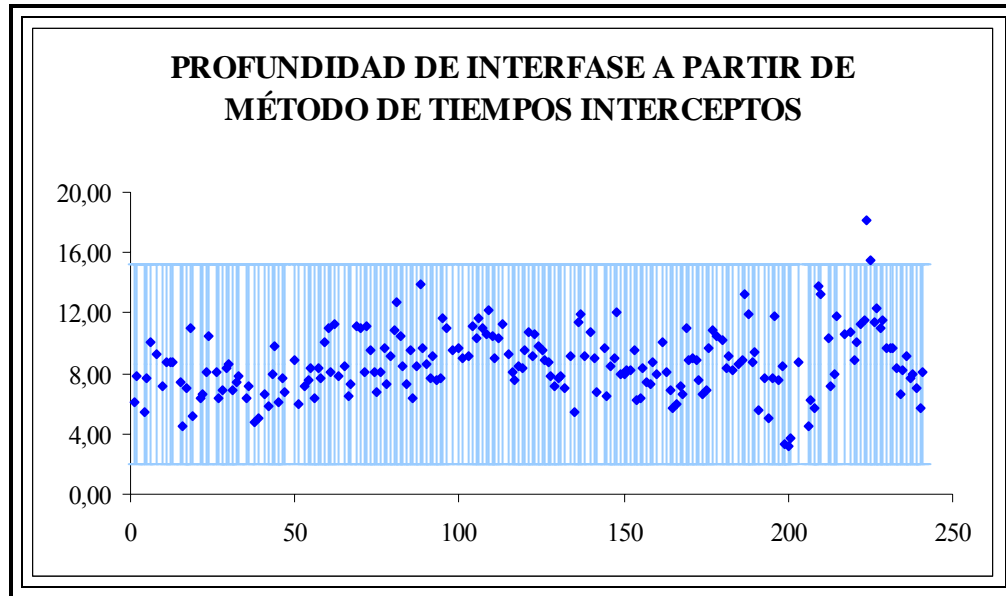


Figura 5.5. Gráfico de dispersión elaborado para identificar puntos anómalos para desviación estándar de 3,09 en profundidad de interfase a partir de método de tiempos interceptos.

Para verificar la normalidad de la distribución son empleadas las pruebas paramétricas que se muestran en las figuras 5.6 y 5.7. En las mismas puede verse como a medida que la curva, definida por los datos estudiados, se aproxima a la recta esperada, es mejor su aproximación al comportamiento de una distribución normal. Es de esperarse entonces, que al eliminar los valores atípicos se encuentre un mejor ajuste a la recta. En este caso particular es más notorio el cambio que sufren los datos en la prueba paramétrica Q-Q, debido a que en la misma se emplean los valores de los datos, a diferencia de la prueba P-P que se basa en la probabilidad acumulada en los mismos.

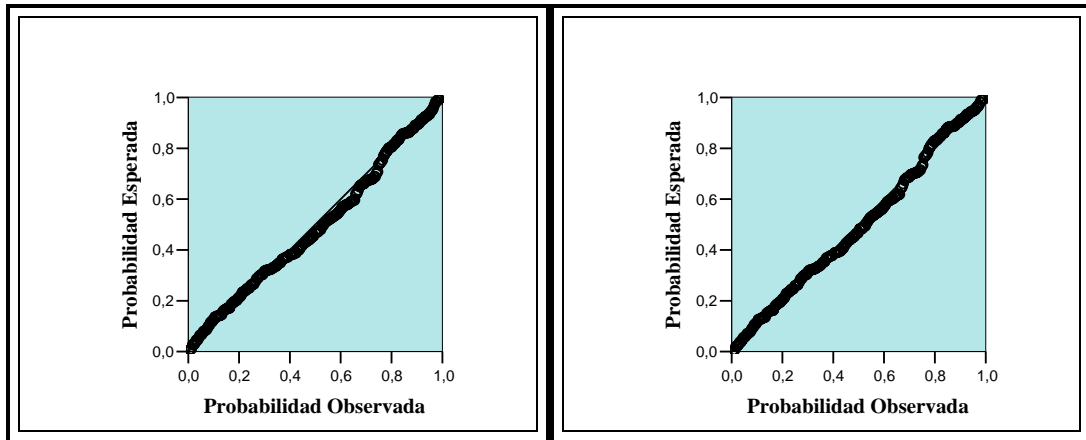


Figura 5.6. Pruebas paramétricas P-P realizadas para datos de profundidad de interfase calculados a partir de método de tiempos interceptos antes (izquierda) y después (derecha) de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.

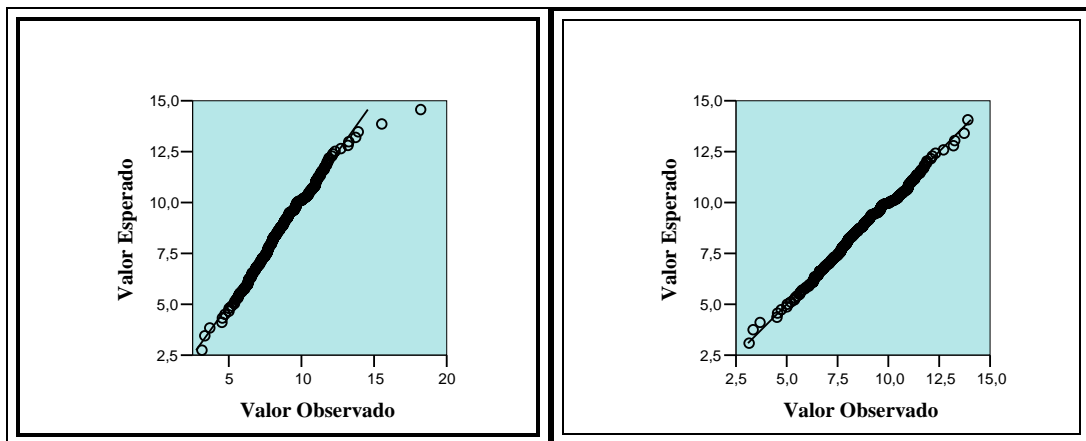


Figura 5.7. Pruebas paramétricas Q-Q realizadas para datos de profundidad de interfase calculados a partir de método de tiempos interceptos antes (izquierda) y después (derecha) de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.

Concluido el estudio estadístico, se obtuvo como resultados la tabla 5.1, mostrada a continuación, con los valores atípicos encontrados para los datos de sísmica de refracción, los cuales se proponen para ser eliminados según el criterio estadístico.

Para tomar la decisión de eliminar o no los puntos identificados como atípicos fue necesaria una verificación de los mismos en el mapa geológico de la zona.

Tabla 5.1. Puntos atípicos suprimidos de las tablas generadas por el procesamiento de la sísmica de refracción. Los puntos resaltados con rojo son producto de gráficos de caja y bigotes y los resaltados en azul producto de estudio de desviación estándar.

EST.	NORTE	ESTE	V1(m/s)	V2(m/s)	h ABC(m)	h T.i.(m)
139	16614	60729		1791,15	32,15	33,89
199	12774	61369	346,47			
200	12774	62329	292,645			
224	8934	53209			16,32	18,21
225	8934	55609			13,98	15,53

5.1.3 Limpieza de datos

En la figura 5.8 se muestran los mapas que fueron utilizados para evaluar la presencia de los valores anómalos dentro de la zona de estudio. Partiendo de ella se puede observar en el mapa de velocidad de onda directa que existen dos puntos estadísticamente anómalos y cercanos entre sí (refracción 199 y 200), que ocasionan un conjunto de cierres bien marcados en torno a un mínimo. En el mapa Geológico-Topográfico se observa que los puntos mencionados se ubican en una zona de topografía relativamente constante y no se encuentra cerca ninguna estructura que explique tal comportamiento. Lo mismo sucede con el punto atípico presente en el mapa de velocidades de onda cónica. De esta manera se pueden descartar con criterio geológico y estadístico estos valores esperando así obtener mejoras en los mapas de resultados.

Para el caso de los mapas de espesores en la figura 5.8, se observa que los puntos potencialmente atípicos se encuentran en ambos mapas (ABC y tiempos interceptos) ocasionando el mismo efecto de cierres muy marcados con valores muy altos. Se pueden observar tres valores, los cuales coinciden en ambos mapas, dos de ellos son puntos contiguos y el tercero corresponde a la refracción 139 con valor atípico de velocidad de onda cónica. Ninguno de los tres puntos se encuentra en una zona que justifique su comportamiento, por ende es posible eliminarlos.

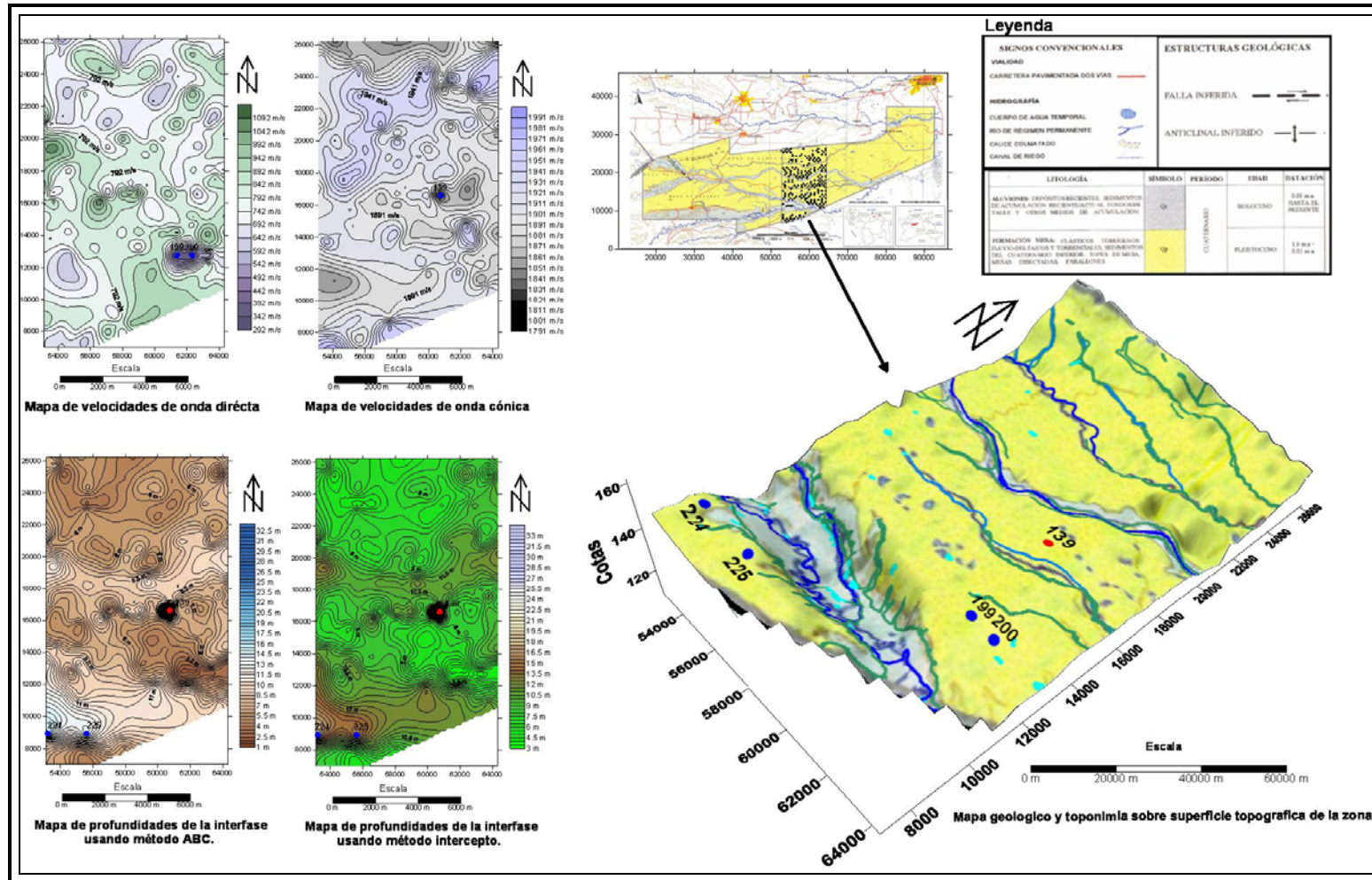


Figura 5.8. Mapas utilizados para estudiar la correspondencia de los puntos atípicos con la geología (caso de los mapas obtenidos a partir de las refracciones).

El hecho de que las estaciones 224 y 225 se encuentren cerca del lecho de un río y se tenga presencia de aluvión cercano a los mismos no justifica los valores de espesores que se alcanzan en la zona y por lo tanto fueron suprimidos.

Los mapas de velocidad de onda directa, velocidad de onda cónica, espesores calculados con método de Heiland y de tiempos interceptos generados luego de depurados los datos junto a su mapa previo correspondiente se muestran a continuación en las figuras 5.9, 5.10, 5.11 y 5.12 respectivamente, para su visualización y comparación. En ellos, es evidente el cambio que se produce en las formas de sus curvas de nivel, inclusive es posible distinguir el comportamiento de las mismas puesto que los gradientes previos disminuyen en gran medida en algunos casos y deja de existir el alto rango de variaciones en las magnitudes que presentaba un dato en relación a sus vecinos.

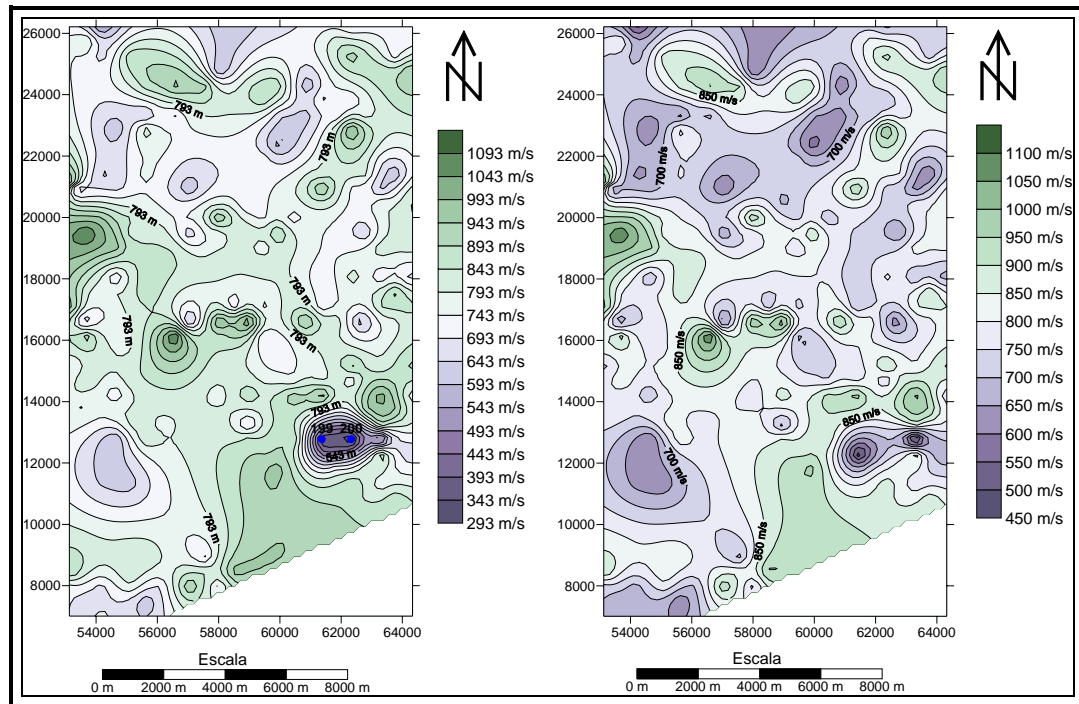


Figura 5.9. Mapas de velocidad de onda directa antes (izquierda) y después de depurar los datos (derecha).

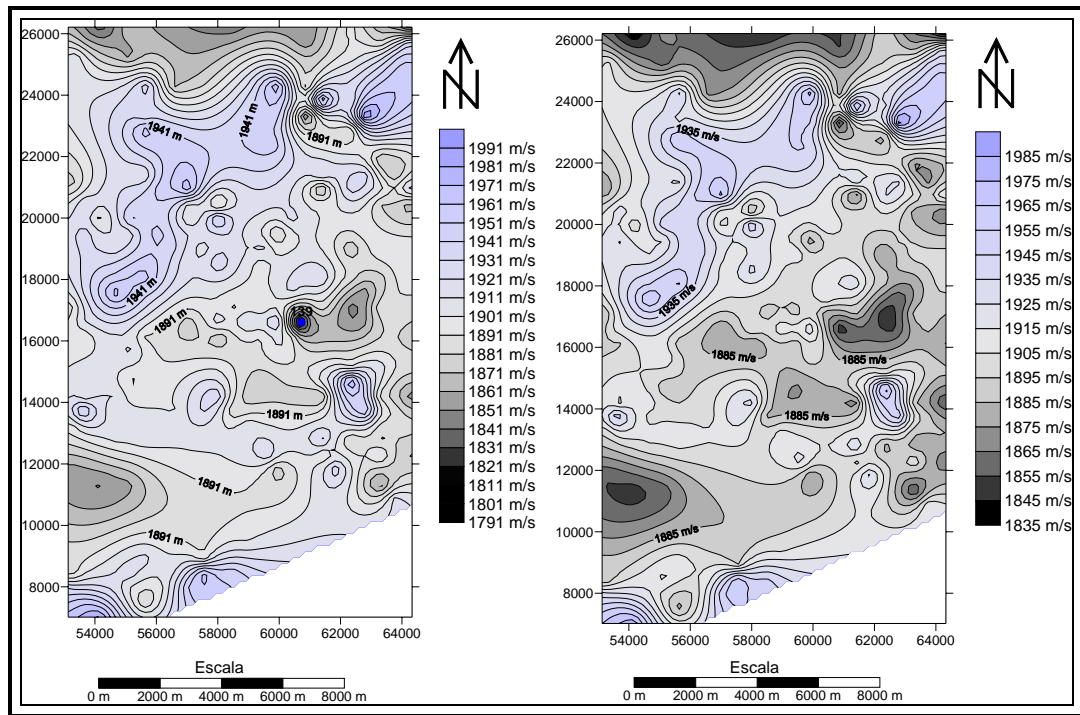


Figura 5.10. Mapas de velocidad de onda cónica antes (izquierda) y después de depurar los datos (derecha).

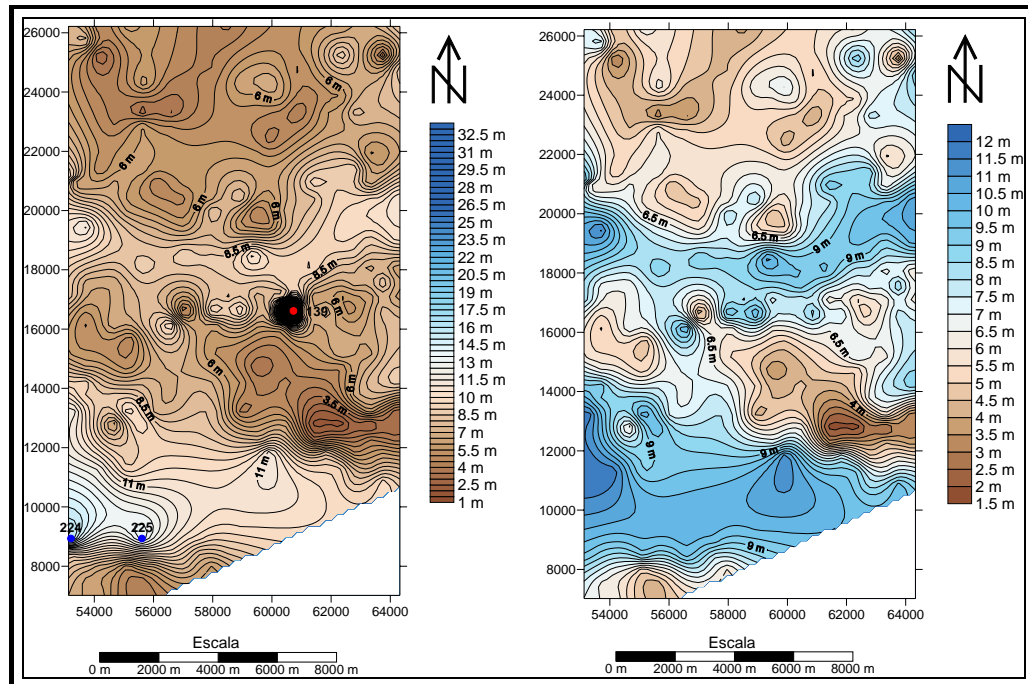


Figura 5.11. Mapas de profundidad de interfase calculada por medio del método de Heiland antes (izquierda) y después de depurar los datos (derecha).

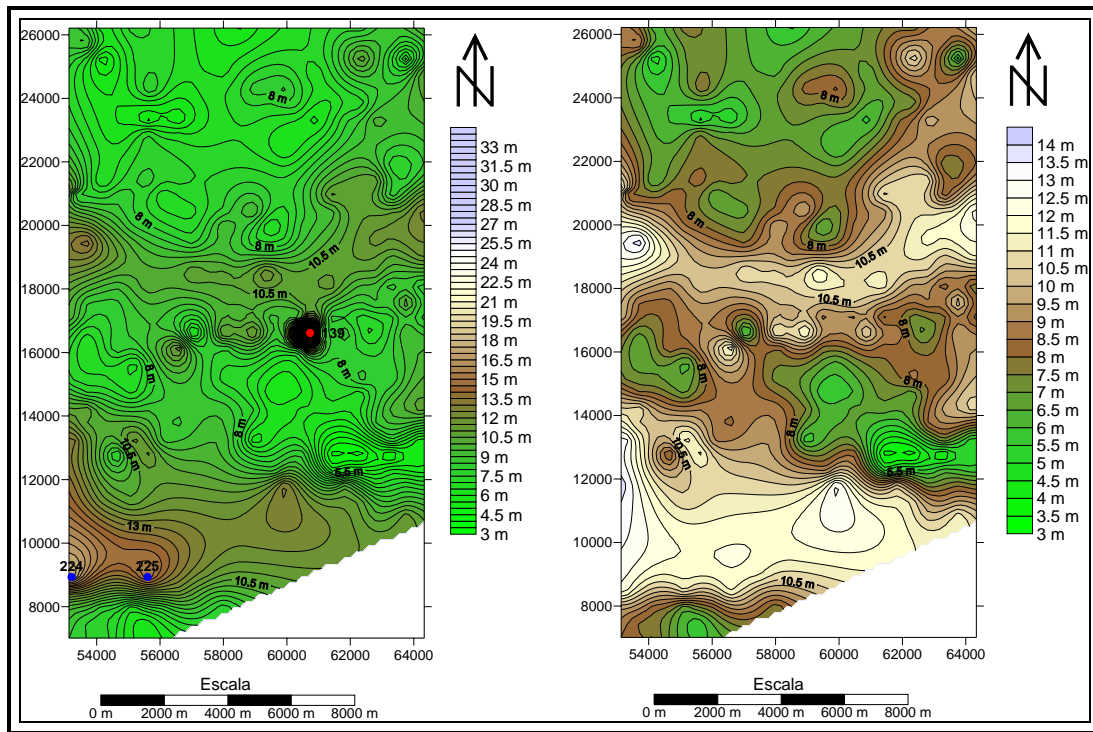


Figura 5.12. Mapas de profundidad de interfase calculada por medio de método de tiempos interceptos antes (izquierda) y después de depurar los datos (derecha).

En las figuras 5.11 y 5.12 se puede observar claramente el efecto que ejercen los puntos atípicos extremos sobre las curvas de nivel presentando éstas menores gradientes que permiten ver de mejor manera los rasgos más relevantes del mapa, cosa que no ocurría antes.

5.1.4 Kriging alternativo

Como ya se sabe, fue utilizado un software suministrado por el Laboratorio de Simulación e Inversión Geofísica (L.S.I.G) de la U.C.V para el generado de los mapas finales, debido a que al observar los previos, libres de datos anómalos, generados a partir de la interpolación con kriging que realiza Surfer, se evidencia aun la presencia de ciertos cierres muy marcados, además de interpolaciones entre puntos muy lejanos y extrapolaciones que genera el método en las zonas donde no existen datos como en los bordes.

Los mapas de velocidad de onda directa, velocidad de onda cónica, espesores calculados con método de Heiland y con método de tiempos interceptos fueron generados con el nuevo método de interpolación en Surfer y a un radio de interpolación específico, el mismo con el que fueron elaborados los mapas previos, para luego poder observar el cambio que sufrían los mismos.

En las figuras 5.13, 5.14, 5.15 y 5.16 puede verse claramente como los mapas generados con el kriging alternativo presentan menor cantidad de esos cierres abruptos que se observaban anteriormente, además de distinguir perfectamente la zona en la que se carece de información proveniente de la adquisición puesto que como se mencionó previamente el software asume el valor de la media del total de los datos utilizados.

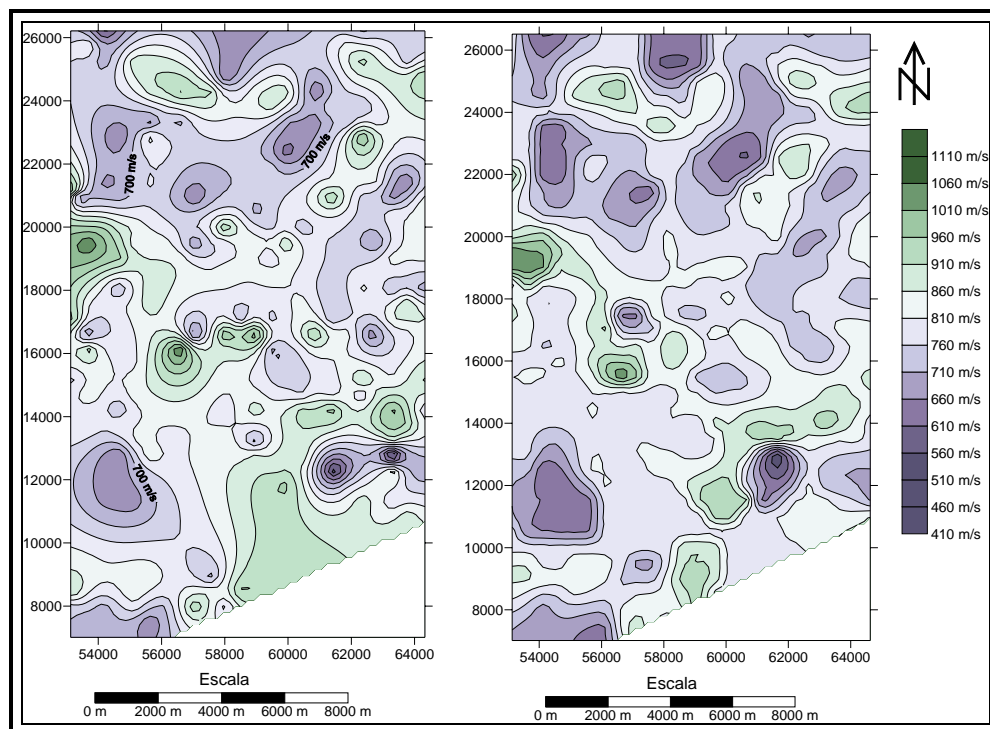


Figura 5.13. Mapas de velocidad de onda directa elaborados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha), ambos con el mismo espaciamiento en sus curvas de nivel.

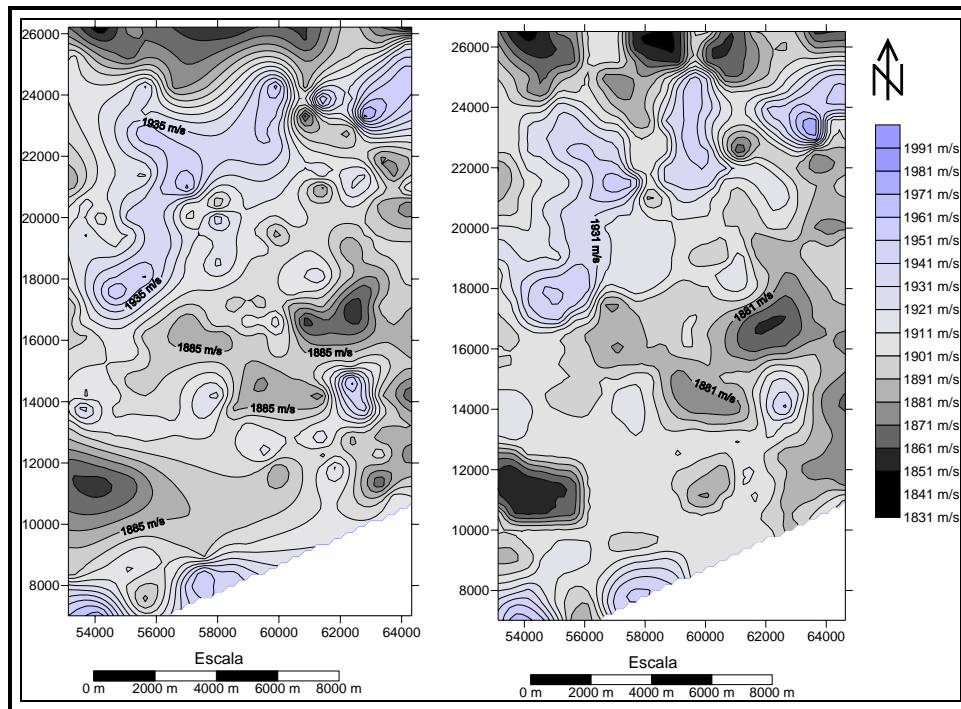


Figura 5.14. Mapas de velocidad de onda cónica elaborados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha), ambos con el mismo espaciamiento en sus curvas de nivel.

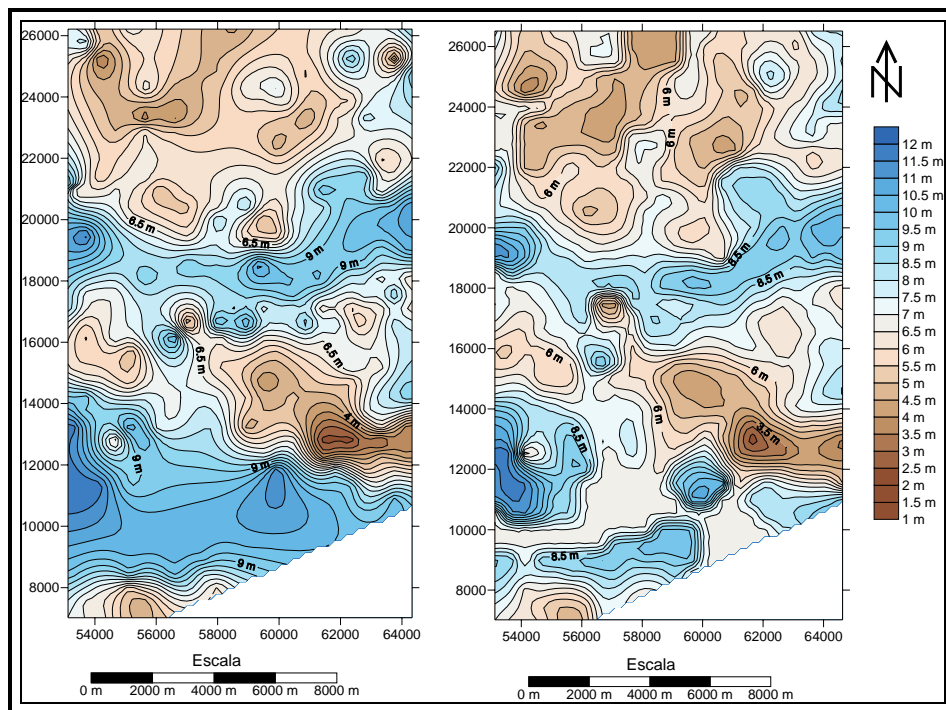


Figura 5.15 Mapas de profundidad de interfase calculada con método de Heiland elaborados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha).

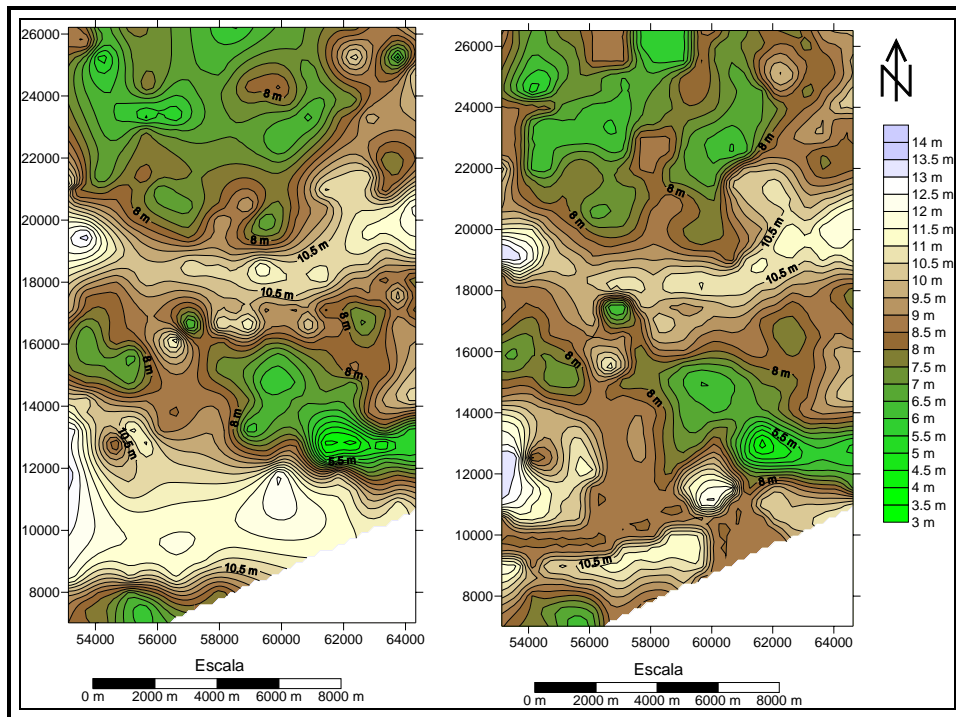


Figura 5.16. Mapas de profundidad de interfase calculada con método de tiempos interceptos elaborados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha).

5.1.5 Propuesta de Mapas Finales

Todos los mapas anteriormente mostrados fueron generados en Surfer con el espaciamiento de mallado que asigna el programa por defecto (193 m para el kriging simple y 197 m para el kriging alternativo), igualmente y a modo de prueba se generaron mapas con distintos espaciamiento de mallado (gráfico 5.17), con la finalidad de seleccionar el que mejor represente el comportamiento de las estructuras presentes en la zona.

Como se dijo previamente el mallado generado a través del kriging alternativo presenta distancias entre sus nodos igual a 500 m lo que se traduce en generación de datos cada 1 kilómetro. El criterio para escoger el mapa adecuado y mostrar mejores resultados se basó en el hecho de que al generar los mapas nuevamente con el programa Surfer, se supondría necesario el uso de un mallado con las mismas

características de manera tal de no volver a generar nuevos datos entre los puntos anteriormente generados con el kriging alternativo, manteniendo así sus propiedades.

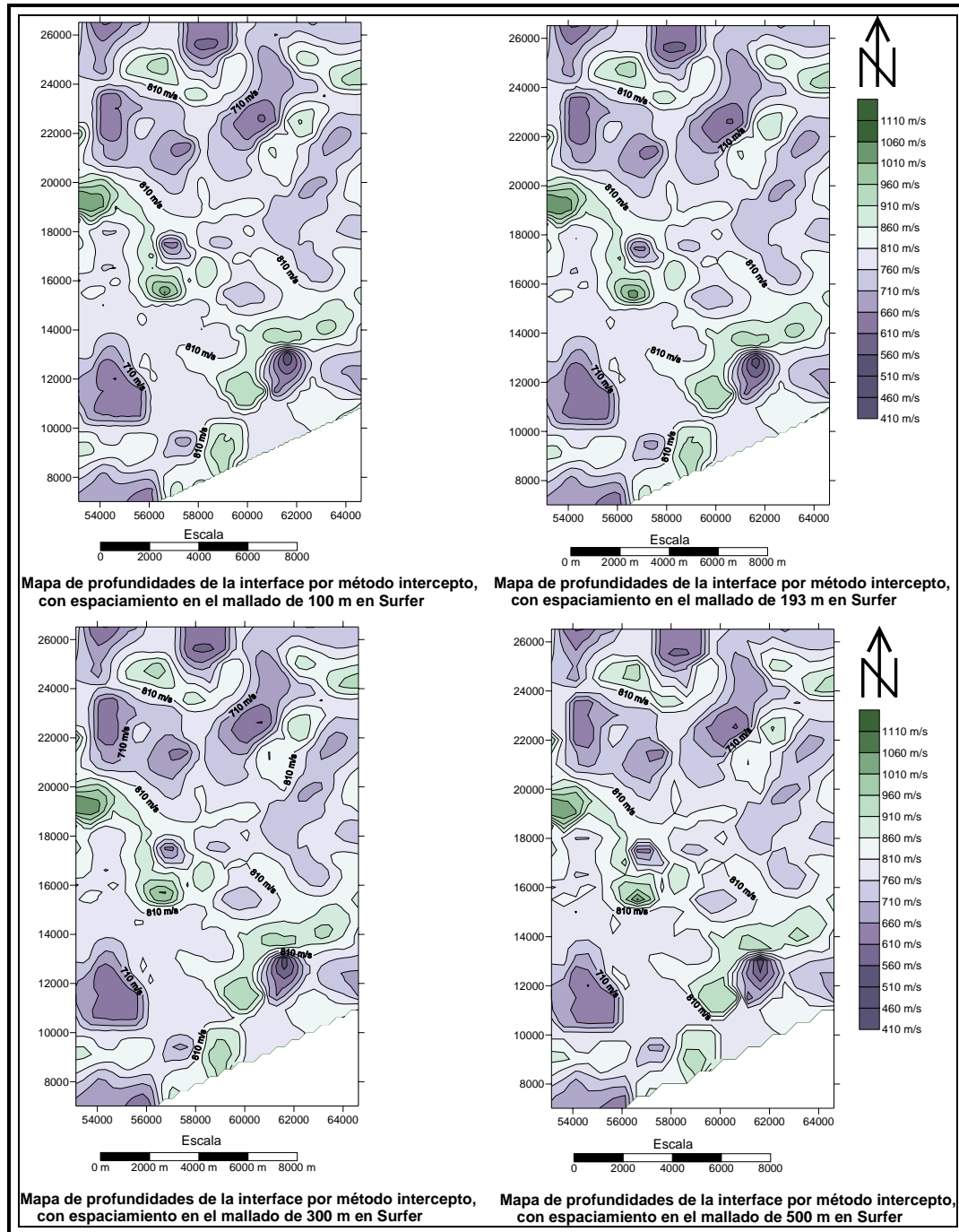


Figura 5.17. Ejemplo de gráficos de velocidad de onda directa generados con distintos radios de interpolación.

En la figura 5.17 se observa que los mapas experimentaron ciertos cambios al jugar con el espaciamiento de mallado en Surfer, como lo muestra en el mapa correspondiente a un mallado de 500 m que muestra curvas de nivel bastante irregulares. En consecuencia, es inevitable generar nuevamente datos utilizando espaciamientos menores.

Recordando que se trató de mantener en lo posible las propiedades del kriging alternativo, observamos en la figura 5.17 que el mapa a 100 m suaviza bastante bien las curvas en comparación con el mapa inicial, pero genera una gran cantidad de datos, lo mismo ocurre con el que arroja el Surfer por defecto. El mapa con mallado de 300 m de espaciamiento representa la mejor alternativa como resultado final, ya que mantiene un buen suavizado, no presenta bordes tan agudos como el mapa de 500 m y no genera tantos puntos como el de 100 m y el que ofrece Surfer, manteniendo en lo posible las propiedades del kriging alternativo. Este comportamiento es el mismo para los mapas generados para cada variable lo que puede observarse en el apéndice 16. De este modo, en la figura 5.18 se muestran los mapas finales para todas las variables estudiadas con la sísmica de refracción y con espaciamiento de mallado final en Surfer de 300 metros.

Por otro lado, tomando en cuenta que se obtuvieron mapas de espesores calculados con distintos métodos (método de tiempos interceptos y Heiland) para aprovechar al máximo los datos, se puede observar que ambos mapas se corresponden perfectamente y que tienen una similitud inequívoca verificando así la eficacia de ambos métodos y corroborándose el uno al otro debido a que utilizan distintos fundamentos. En este sentido, se propone como mapa de resultados, el correspondiente a espesores calculados por medio del método de Heiland, debido a que con el mismo se genera información del espesor bajo cada uno de los receptores lo cual asume ser más representativo que el espesor obtenido a partir del método de tiempos interceptos el cual obtiene valores sólo en los extremos del tendido bajo las fuentes.

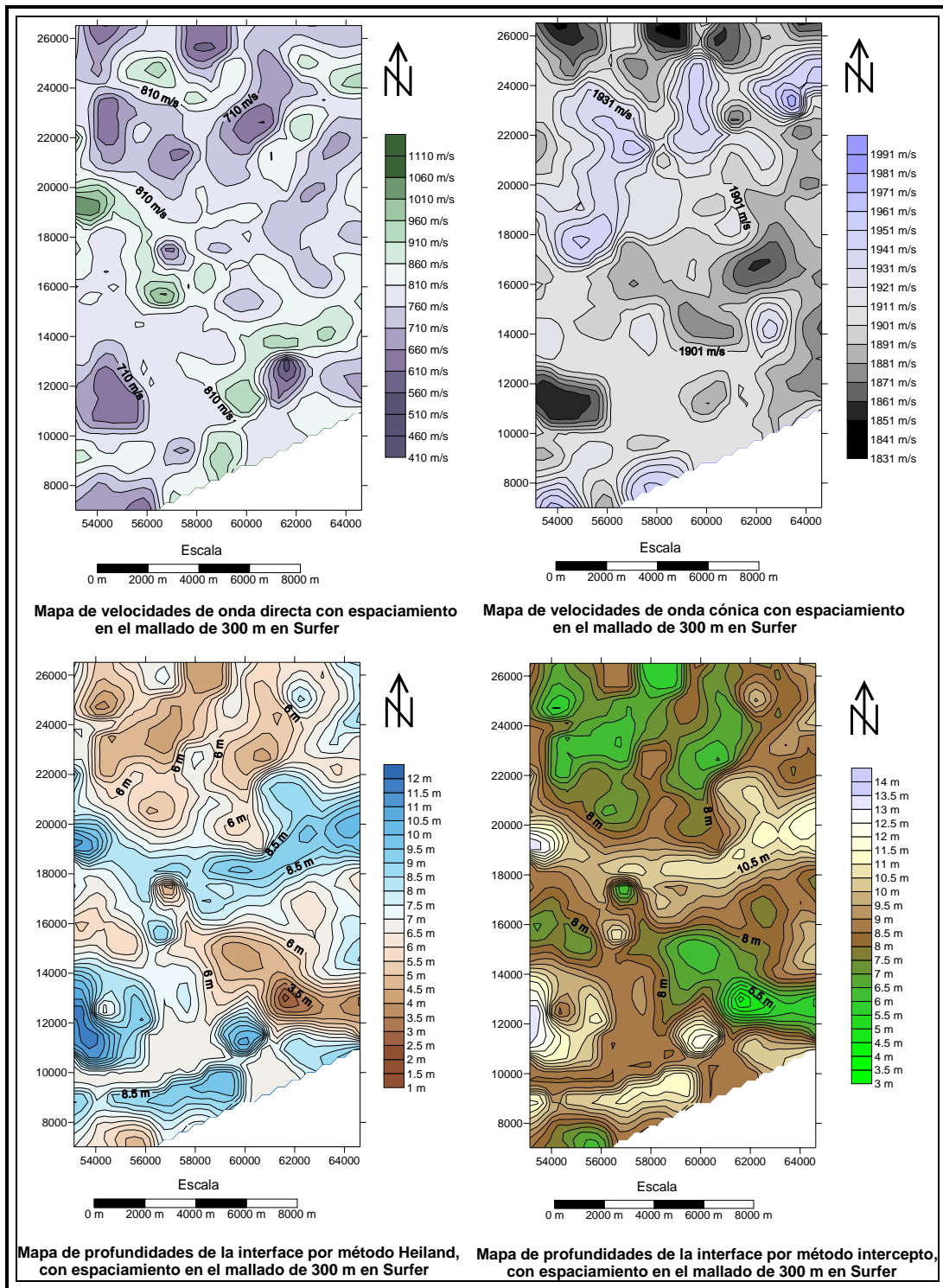


Figura 5.18. Mapas Finales de método sísmico de refracción. El mapa superior izquierdo es el correspondiente a la velocidad del primer estrato, el superior derecho corresponde a la velocidad del segundo estrato y los mapas inferiores corresponden a espesores calculados por método de Heiland (izquierda) y por método de los tiempos interceptos (derecha).

5.1.6 Análisis de Mapas Finales

Los Mapas Finales mostrados anteriormente son el mejor producto posible para el tipo de adquisición llevada a cabo, puesto que no se cuenta con una buena distribución de las estaciones en las que fueron aplicados los métodos.

Durante el análisis de resultados es importante tener en cuenta que la formación geológica aflorante y predominante en toda la zona de estudio es la formación Mesa que presenta en su mayoría arenas o sedimentos clásticos terrígenos de origen fluvio-deltaico y torrencial, intercaladas con arenas arcillosas y arcillas, con un espesor mínimo de 136 m en la zona de estudio.

a) Mapa de velocidad de onda directa

Este mapa muestra los valores de velocidad de propagación de ondas sísmicas que corresponden a la capa meteorizada, los cuales son necesarios para la realización de corrección estática que debe ser aplicada a los datos de sísmica de reflexión obtenidos en proyectos de la zona. Además de esto se puede generar una base de datos que contenga la información recaudada para futuros estudios y proyectos de adquisición sísmica en la zona.

En la figura 5.19 se muestra el mapa de velocidades de la capa meteorizada obtenido con la posiciones de las refracciones en las cuales éste se basa, de forma de visualizar la distribución de los datos. Dentro del mencionado mapa los rasgos más relevantes encontrados son las magnitudes de las velocidades registradas, en donde se puede observar un mínimo de 410 m/s, un máximo de 1111 m/s y un valor promedio de 785 m/s, estando estos valores dentro del rango de valores que se esperaría encontrar en la zona considerando que para la capa meteorizada y los aluviones modernos los rangos de velocidades (ver apéndice 17) varían entre 300 - 900 m/s y 350 - 1500 m/s respectivamente.

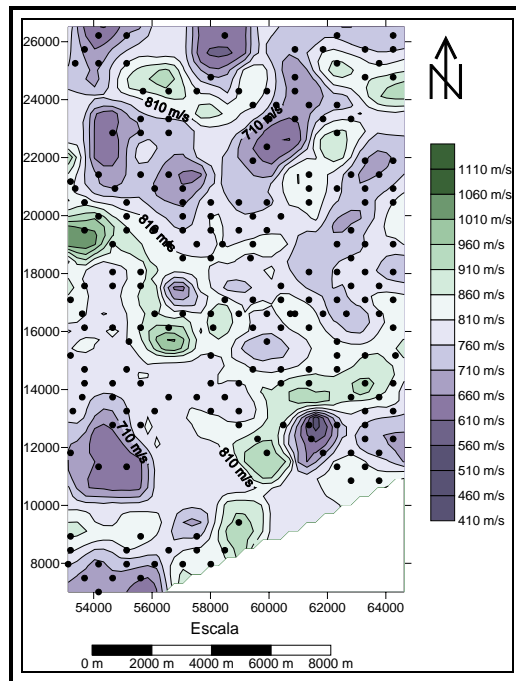


Figura 5.19. Mapa de velocidades para la capa meteorizada que incluye la distribución de las estaciones que contienen información sísmica (puntos negros).

b) Mapa de velocidad de primera onda cónica

En la figura 5.20 se muestra el mapa obtenido para la velocidad de propagación de ondas sísmicas que debe corresponder a la capa consolidada (no meteorizada) de la zona. En el mismo se muestran también las posiciones de las refracciones en las cuales se basa el mapa, para de esta forma visualizar la distribución de los datos.

Este mapa de distribución de velocidad de la capa consolidada en la zona, muestra entre los valores encontrados un mínimo de 1831 m/s, un máximo de 1994 m/s y una media de 1903 m/s, los cuales constituyen un rango de valores bastante homogéneo para la capa consolidada. Dicho rango corresponde con valores de velocidad para arenas (1400-4500m/s) y arcillas (1000-2000m/s) como las presentes en la zona de estudio (ver apéndice 17).

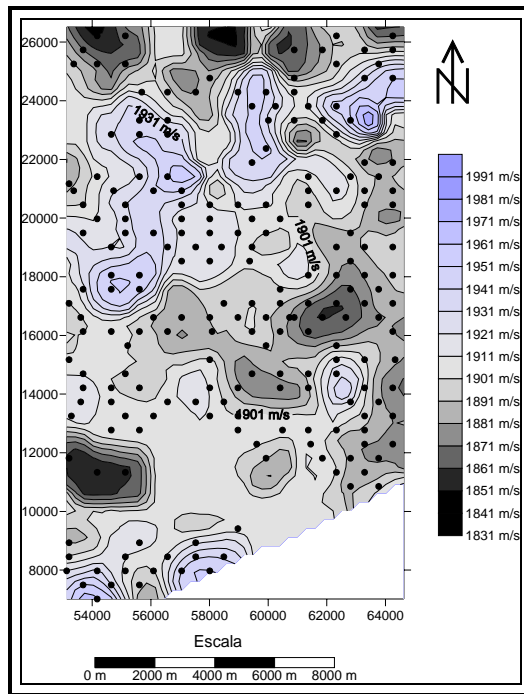


Figura 5.20. Mapa de velocidades para la capa consolidada que incluye la distribución de las estaciones (puntos negros) con contenido de información sísmica.

c) Mapa de espesores calculados con método de Heiland

El mapa de la figura 5.21, muestra la distribución de los espesores verticales obtenidos de los datos de refracción a partir del método Heiland, además presenta la posición de las refracciones en las que se basa el mismo. Para de esta manera, poder visualizar la densidad y distribución de datos presentes en el mapa.

Dicho mapa presenta un valor mínimo de 1.63 m, un máximo de 11.83 m, y una media de 6.8 m. Debido a los valores de velocidad registrados en este estrato se puede atribuir este espesor al de la capa meteorizada, objeto de estudio importante en este caso

En este sentido, los mapas de espesores obtenidos, aportan información importante sobre la capa meteorizada, la cual puede ser utilizada para la aplicación de corrección estática a datos de sísmica de reflexión adquiridos en proyectos dentro de

la zona y para otros de adquisición dentro de la misma. Además de esto aporta información acerca de la profundidad a la cual debe ser colocada la fuente en caso de emplear explosivos en proyectos de sismica de reflexión.

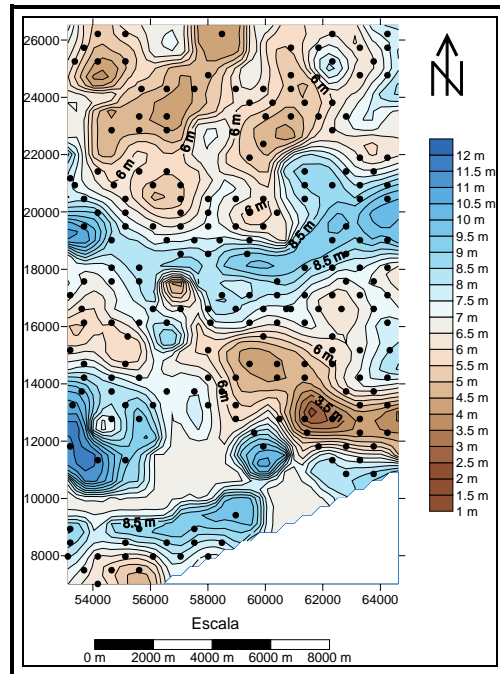


Figura 5.21 Mapa de espesores verticales para la capa meteorizada generados por método de Heiland, incluye la distribución de las estaciones con contenido de información sísmica.

Ahora bien, existen distintos rasgos que destacan dentro del mapa anterior y que son desarrollados a continuación en base a la figura 5.22.

En este sentido se puede destacar un aumento en los espesores en ciertas zonas que al ser ubicadas en los mapas de topografía, geología y toponimia muestran una correspondencia directa con las zonas de cauce de los ríos presentes y en los cuales existen depósitos de aluvión.

Cabe destacar que este comportamiento no se debe necesariamente a que los espesores de la capa meteorizada aumenten en esas zonas, si no a que los valores identificados en los mapas son de espesores aparentes referidos verticalmente a la

superficie del terreno y sin tomar en cuenta la inclinación que podría presentar la topografía en zonas particulares.

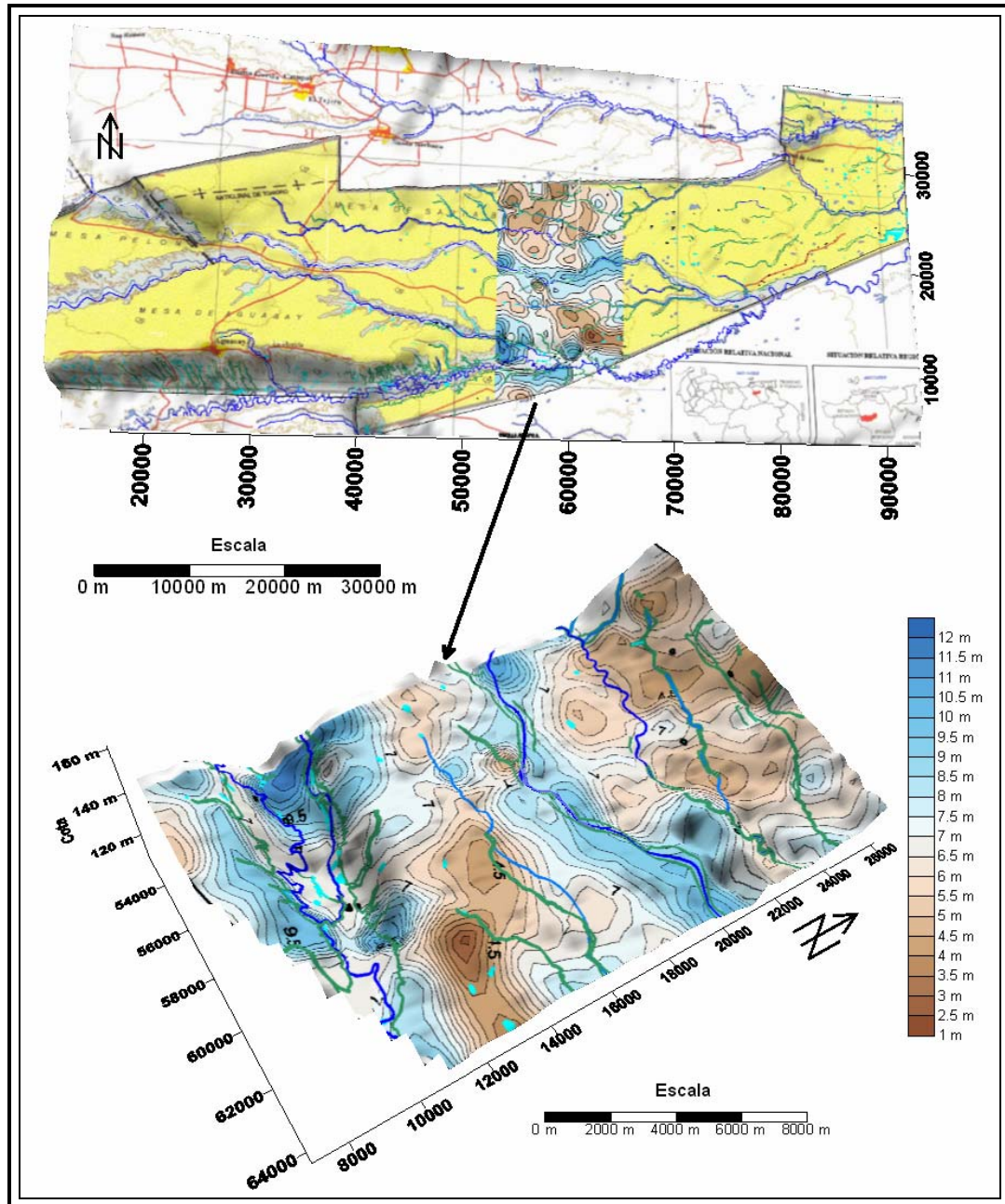


Figura 5.22. Mapa geológico (superior) y mapa de espesores calculados por método de Heiland sobre el mapa geológico, topográfico y el toponímico (inferior). En ambos destaca en azul la hidrografía y en verde lo que correspondiente a filas de morichales y chaguaramos.

En resumidas cuentas, los grandes espesores de capa meteorizada encontrados en las cercanías de los cauces de ríos podrían ser consecuencia de la inclinación de la capa meteorizada en esas zonas, pero para los efectos prácticos, a lo que se le atribuye mayor importancia es a los espesores verticales como los que se muestran en estos mapas ya que proporcionan información necesaria para la aplicación de la corrección estática y para el posicionamiento en profundidad de las fuentes en futuros proyectos de adquisición sísmica dentro de la zona.

Adicionalmente a los objetivos de este trabajo, se propone profundizar en el estudio de la capa meteorizada ya que al comparar el mapa de espesores obtenido con el mapa de profundidad del nivel estático con que se cuenta (figura 5.23), se evidencia cierta correspondencia en algunas zonas de ambos mapas, pero sin poder llegar a ningún análisis ni a conclusiones al respecto.

Dentro de este marco, cabe destacar que el nivel estático que proporcionan los datos de pozos, podría ser considerado como una aproximación de la profundidad del nivel freático de la zona para el momento en el que fueron registradas las medidas en pozo, esto debido a que dicho nivel puede relacionarse con un acuífero no confinado. Esto se infiere, debido a que la geología de la zona no cuenta con la presencia de litologías que puedan cumplir el papel de acuícluido, confinando así, acuíferos entre estratos impermeables.

Analizando la figura 5.23, se encuentra que en la zona delimitada en verde en ambos mapas, existe cierto parecido en la forma y orientación de las curvas con bajos valores relativos para ambos mapas.

De igual manera, las zonas delimitadas en azul y en rojo en los mapas de la figura 5.23 son aquellas en las que se tienen altos valores en las profundidades de la interfase encontrada y también de nivel estático, con similar forma y orientación de las curvas en ambos mapas.

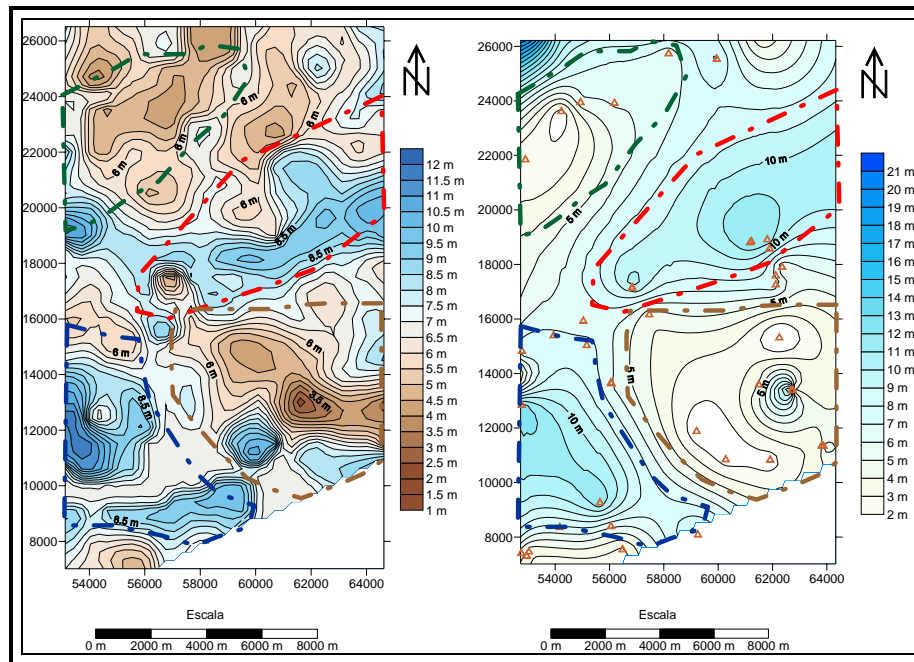


Figura 5.23. Mapa de espesores calculados a partir del método de Heiland (izquierda) y mapa de profundidades de nivel estático (derecha).

Al observar el rango de valores de profundidad para el nivel estático, nos damos cuenta que es mayor al rango de espesores verticales para la capa meteorizada, lo que se muestra en la tabla 5.2, esto hace suponer que podrían coincidir ambos en algunas zonas de topografías bajas como en los cauces de los ríos donde el nivel estático debería observarse en superficie.

Tabla 5.2. Rasgos estadísticos relevantes para los espesores estudiados durante el análisis

Espesores	Mínimo	Promedio	Máximo
Heiland (Sísmica de refracción)	1.63 m	6.84 m	11.83 m
Nivel estático (Datos de Pozos)	2 m	11.5 m	21 m

La figura 5.24 muestra los mapas de espesores verticales de capa meteorizada y de profundidad de nivel estático, generados en cotas a partir del mapa topográfico de la zona. Por otro lado en la figura 5.25 se proponen ciertos perfiles para visualizar mejor ciertas características de los tres mapas anteriormente mencionados.

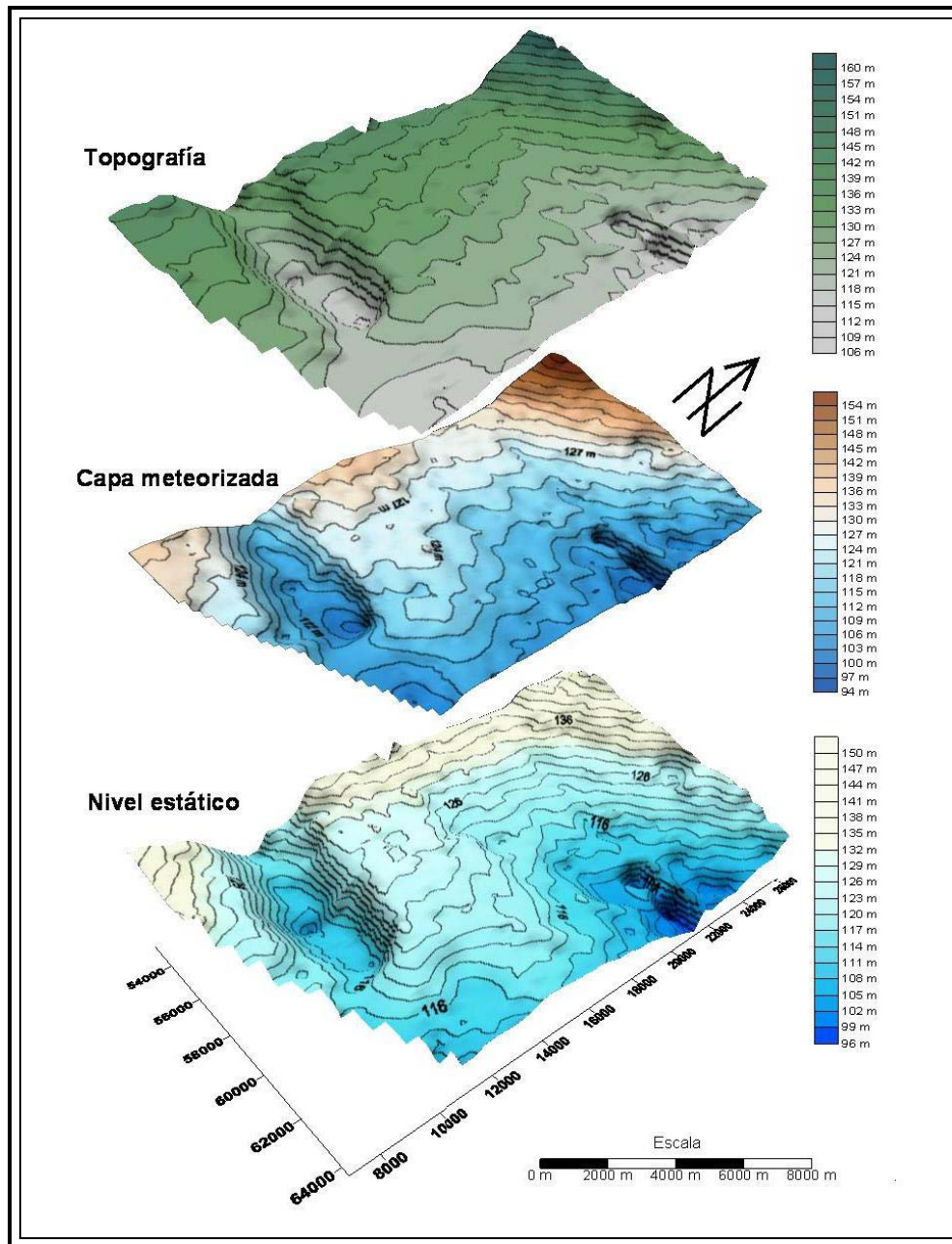


Figura 5.24. Mapa de topografía (arriba), mapa de espesores verticales para la capa meteorizada (centro) y mapa de nivel estático (abajo) con valores de cota.

Los perfiles propuestos sobre los mapas anteriores (figura 5.25), son realizados a manera de ver gráficamente el comportamiento entre la profundidad de la interfase calculada y la profundidad del nivel freático, tomando como referencia la topografía en los mismos.

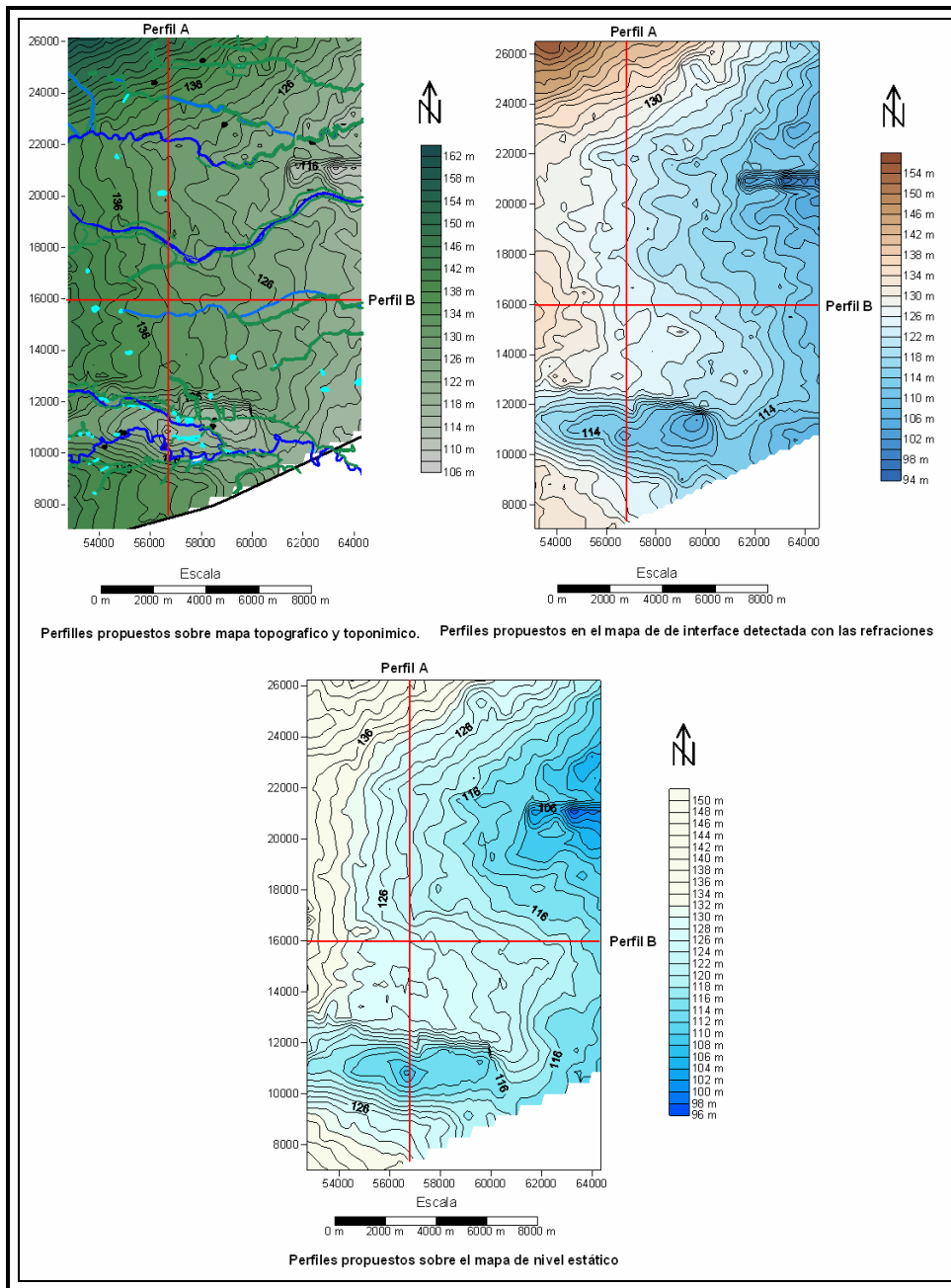


Figura 5.25. Perfiles propuestos A y B, sobre los Mapas de topografía (arriba a la izquierda), mapa de espesores verticales para la capa meteorizada (arriba a la derecha) y mapa de nivel estático (abajo) con valores de cota.

En el perfil norte-sur, identificado como perfil A en los tres mapas (figura 5.26), se puede observar perfectamente el comportamiento de la capa meteorizada (en marrón) la cual, en las cercanías de los ríos (zona blanqueada), disminuye su espesor

verdadero lo que es consistente con el hecho de que en ambientes como el de la zona, los ríos son de características principalmente erosivas, por lo tanto los espesores de la capa meteorizada tienden a disminuir en esas zonas. Por otro lado, en el mapa de resultados correspondiente al espesor de capa meteorizada se presentan espesores verticales mayores debido al gradiente de la zona.

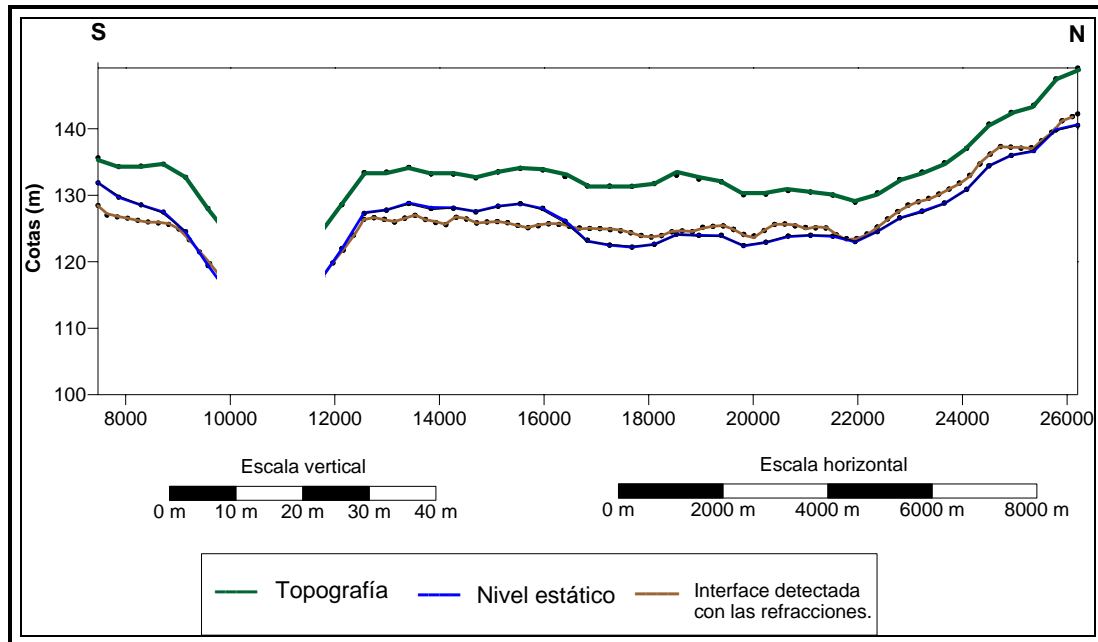


Figura 5.26. Perfil A propuesto sobre los mapas de topografía (en verde), de espesores verticales para la capa meteorizada (en marrón) y de nivel estático (en azul).

Debe señalarse también, que el comportamiento del nivel estático (en azul) es muy parecido al espesor de capa meteorizada encontrado en este estudio y a lo largo de este perfil.

La zona blanqueada en el perfil representa la zona dentro del cauce del río en la que no se posee gran cantidad de datos y por lo tanto el software utilizado tiende a interpolar valores sin tomar en cuenta la realidad geológica del área. Un caso particular de esto es el hecho de que el nivel estático, en el cauce del río, coincide con la superficie topográfica (en verde) y no se encuentra por debajo del nivel topográfico como tiende a colocarlo el interpolador. Por esta razón particular el perfil anterior

muestra una zona blanqueada. Este comportamiento en las zonas donde no existen datos, debe tenerse en cuenta a la hora de interpretar este tipo de mapas.

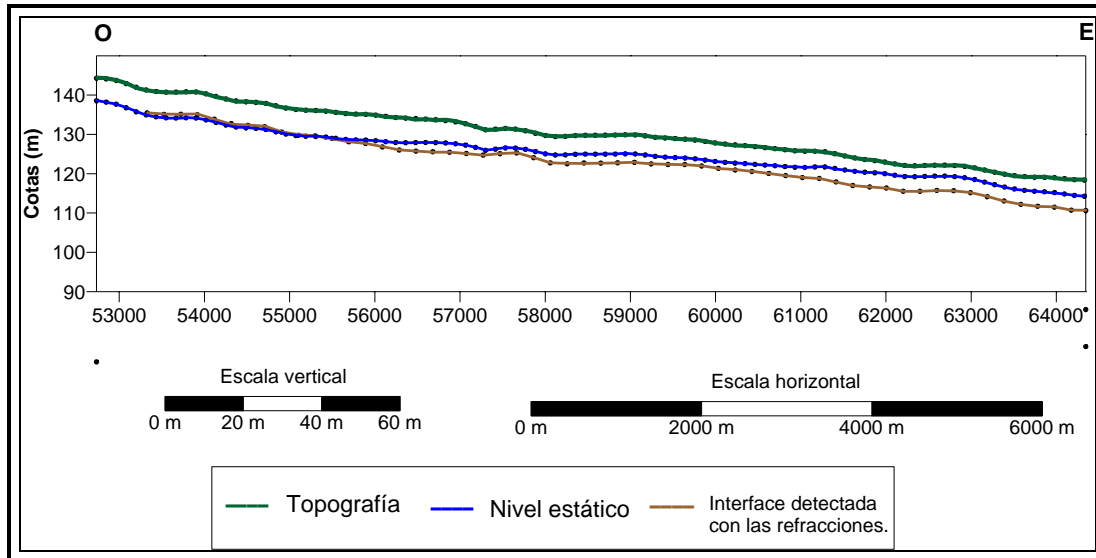


Figura 5.27. Perfil B propuesto sobre los mapas de topografía (en verde), de espesores verticales para la capa meteorizada (en marrón) y de nivel estático (en azul).

Al observar el perfil este-oeste, mostrado en la figura 5.27 es de notar que el comportamiento que muestra el espesor de capa meteorizada en esta dirección, es bastante homogéneo y corresponde en cierta medida con el del nivel estático.

Además de esto es de particular importancia destacar el comportamiento que presenta el nivel estático a partir de la coordenada 56000, el cual a partir de ese punto comienza a posicionarse por encima del espesor de capa meteorizada encontrado, lo que parece corresponder perfectamente con la presencia de un caño del río Sonoro (caño Maurera) el cual pasa prácticamente paralelo a dicho perfil a partir de esa coordenada, como se puede observar en el gráfico superior izquierdo de la figura 5.25. Este comportamiento se acentúa más a medida que aumenta la coordenada este ya que se aproxima a la zona donde este perfil corta el caño mencionado, de manera que en esa zona el nivel estático graficado debería encontrarse en superficie.

Finalmente al observar el rango de espesores que se obtuvo, nos damos cuenta que no era necesaria una longitud de tendidos de refracción tan grande puesto, que los espesores de capa meteorizada encontrados no sobrepasaron los 15 m, de manera que habrían podido ser identificados con tendidos de menor longitud, lo que podría traducirse en la realización de mayor cantidad de tendidos mejorando la distribución y cobertura de los datos dentro de la zona de estudio; tomando en cuenta que teóricamente la longitud del tendido debe ser cuatro veces mayor que la profundidad que se quiere prospectar.

5.2 Análisis y Resultados de Sondeos Eléctricos Verticales

5.2.1 Resultados del procesamiento

Concluido el procesamiento de todos los sondeos eléctricos verticales, los resultados obtenidos fueron estudiados y tabulados en una base de datos para generar los mapas que serán mostrados más adelante. De esta manera se observó la presencia de tres tipos de curvas de resistividades aparentes para la zona de estudio representando cortes geoelectricos para tres capas, generando así tres valores de resistividad que denominamos resistividad 1, 2 y 3.

Las curvas encontradas fueron del tipo Q, tipo K y tipo H, interpretando las mismas se puede determinar la tendencia de espesores y las resistividades de las formaciones geológicas de la zona en la que se ha realizado el sondeo.

En la figura 5.28 se muestran los tipos de curvas encontrados con el procesamiento de los SEV, donde se observa que el tipo de curva predominante en la zona de estudio es la curva tipo Q, representando el 94% del total, lo que manifiesta principalmente la presencia de cortes geoelectricos con disminución de resistividades en profundidad, comportamiento que habría de esperarse en los mapas de resistividades a niveles de profundidad distintos.

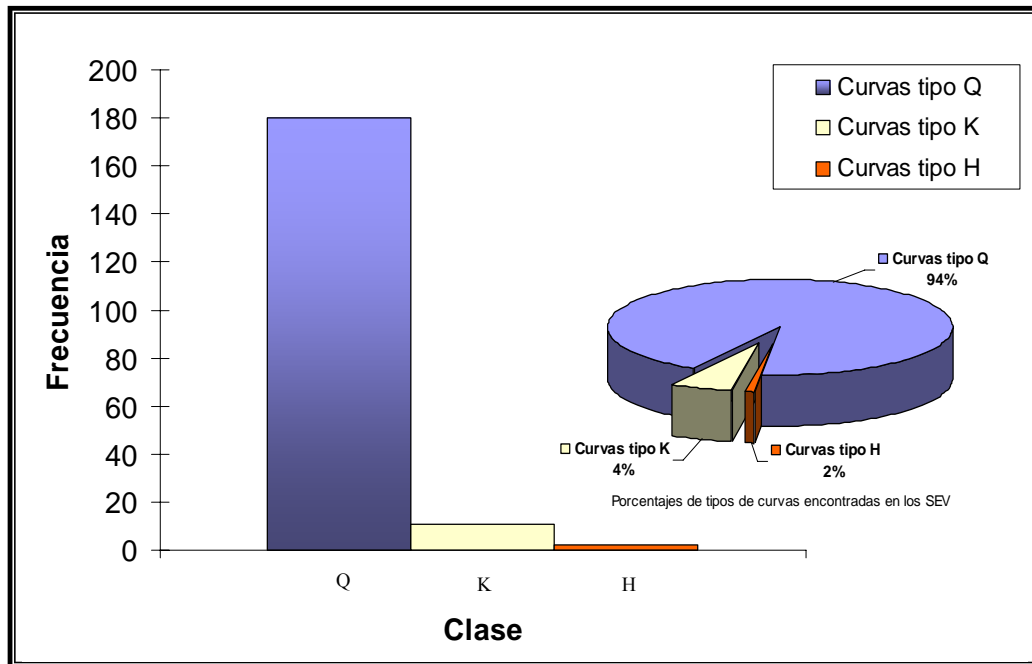


Figura 5.28. Representación de los tipos de curvas de resistividad aparente encontradas para el total de SEV dentro del bloque estudiado.

En la figura 5.29 se muestra un ejemplo de una de las curvas Q encontradas, la cual muestra el comportamiento característico de este tipo de curva. La tendencia generalizada de curvas tipo Q dentro del área de estudio, podría indicar la presencia de zonas saturadas en profundidad ó a la presencia de material arcilloso, de manera que se proponen mayores estudios al respecto.

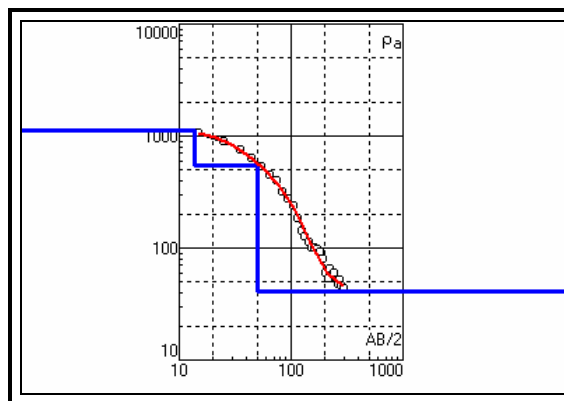


Figura 5.29. Modelo de curva tipo Q encontrada en la zona estudiada (ver resto en apéndice 4)

A continuación se muestra en la figura 5.30, la distribución de los tipos de curvas de resistividades aparentes encontradas en el estudio para el área que abarca el bloque C. Este mapa fe realizado con la finalidad de identificar algún comportamiento particular en la distribución y que pueda ayudar con la interpretación del método.

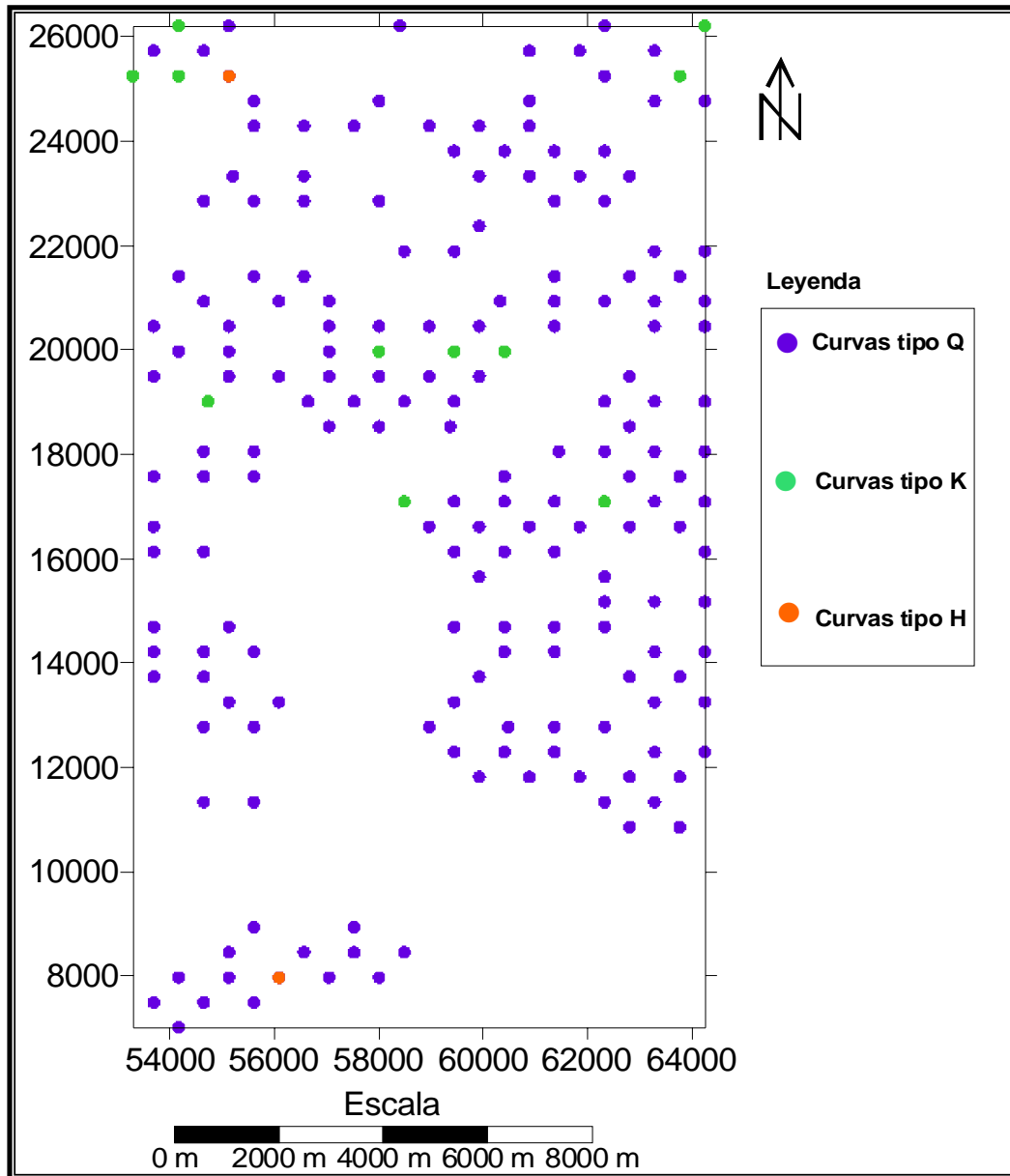


Figura 5.30. Distribución de tipos de curvas de corte geoelectrico sobre el área que abarca el Bloque C.

De la figura anterior se pueden destacar dos zonas en las que se agrupan las pocas curvas de tipo K encontradas. Aunque es muy baja la cantidad de curvas de este tipo, se espera evaluar su presencia con los mapas de resultados que fueron generados y que se muestran a continuación.

En primer lugar se muestran los mapas generados inicialmente para el caso de todas las variables encontradas y estudiadas. De esta manera se generaron mapas de espesores del primer y segundo estrato detectado y los mapas correspondientes a resistividades a tres niveles de profundidad distintos (10, 25 y 50 m). Esto se llevó a cabo utilizando kriging con el programa Surfer 8.0 y con el radio de interpolación que utiliza el mismo por defecto (193 m). Estos mapas se muestran a continuación en las figuras 5.31 y 5.32.

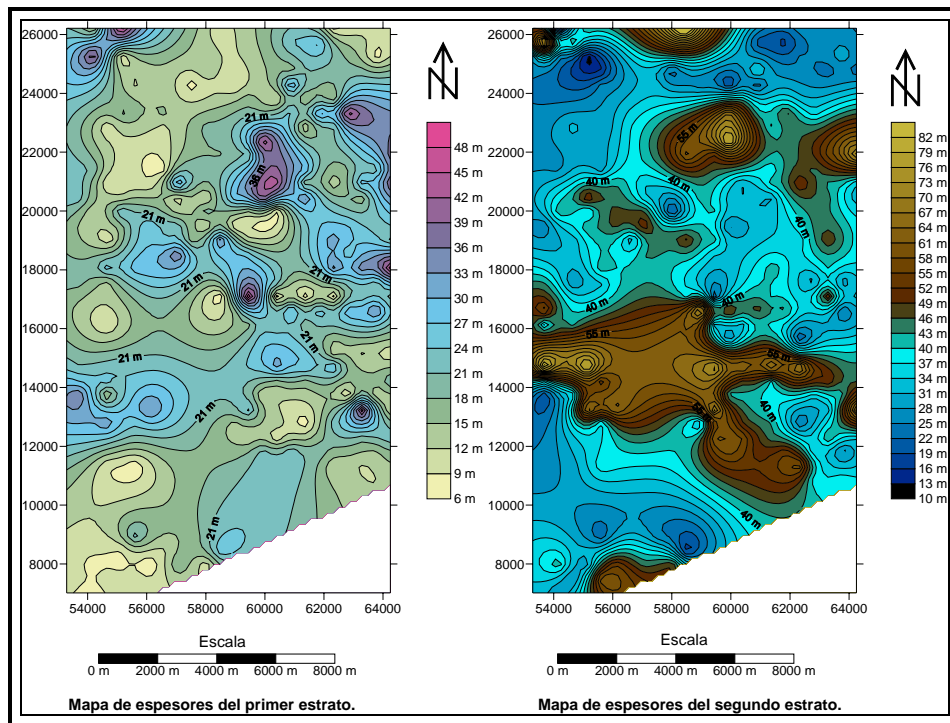


Figura 5.31. Mapas iniciales de espesores del primer (izquierda) y segundo estrato isoresistivo (derecha).

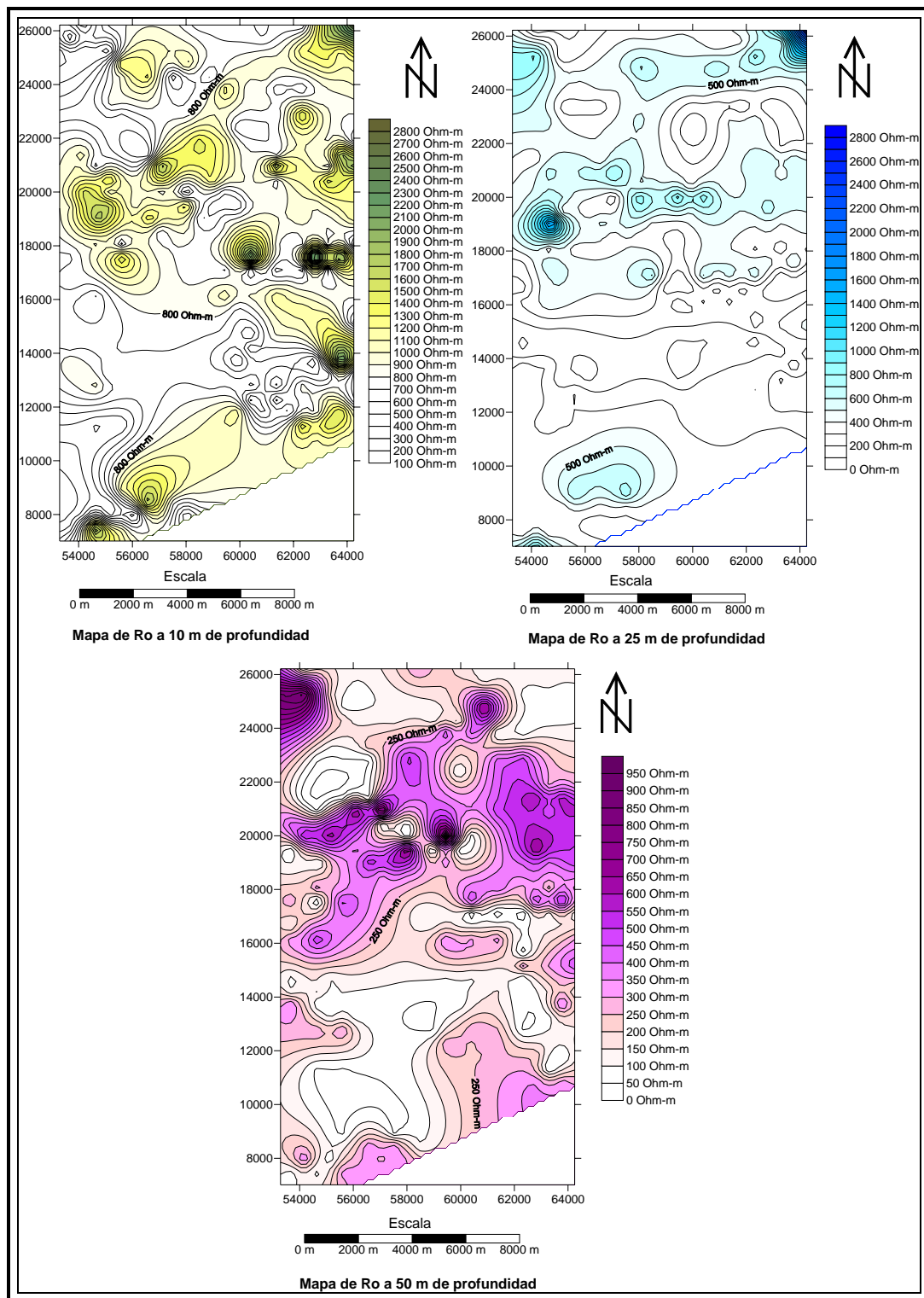


Figura 5.32. Mapa iniciales de resistividades estimadas para las profundidades de 10 m (superior izquierdo), 25 m (superior derecho) y 50 m (inferior).

5.2.2 Estadística.

En el caso de los resultados obtenidos a partir del procesamiento de los SEV fueron observados 4 valores atípicos extremos entre los histogramas de frecuencias y los gráficos de caja y bigotes, los cuales fueron suprimidos. Una vez eliminados los mismos, aparecen 2 valores atípicos extremos más que se encontraban ocultos a causa de la presencia de un valor alejado en gran medida del resto, este efecto puede verse gráficamente en las figuras 5.33 y 5.34. Luego de esto se realizó el estudio estadístico necesario para identificar nuevos puntos atípicos, los cuales resultaron ser 5 más. El análisis realizado se encuentra resumido en un ejemplo correspondiente al de resistividad de la tercera capa y que se muestra a continuación.

En principio se puede ver como, luego de eliminado el primer dato atípico, es posible distinguir el comportamiento de los datos en los gráficos utilizados para el análisis exploratorio (figuras 5.33 y 5.34).

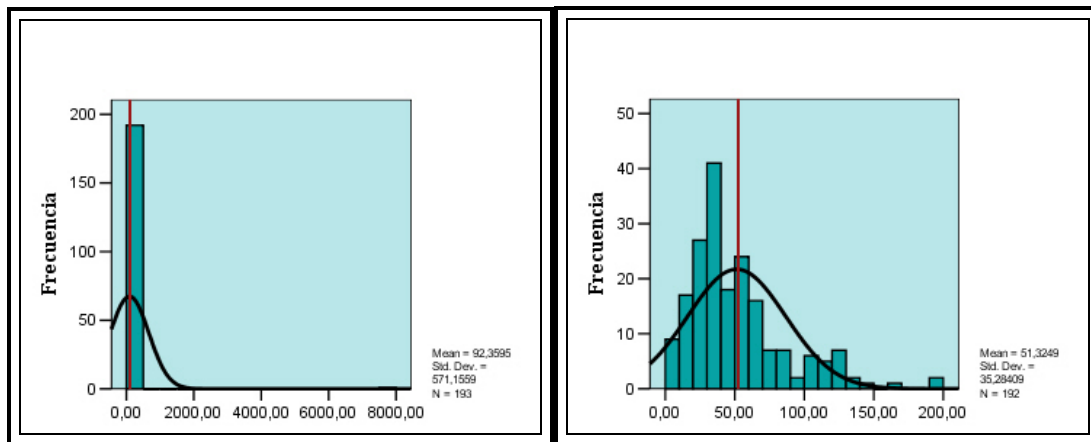


Figura 5.33. Histogramas de frecuencias correspondientes a resistividad 3. Muestran la distribución antes (izquierda) y después (derecha) de suprimir puntos atípicos extremos.

En el caso de los gráficos de caja y bigotes se puede ver como existe una asimetría marcada con respecto a su mediana (línea horizontal) además de la presencia de algunos puntos atípicos y atípicos extremos (asteriscos). Pero a pesar de

esto es evidente la mejoría en la distribución de los datos al eliminar el primer valor atípico.

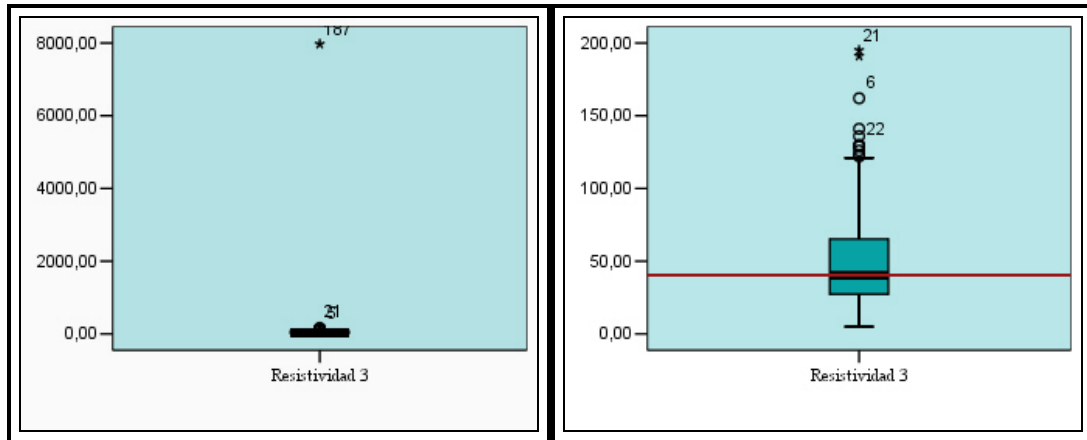


Figura 5.34. Gráficos de caja y bigotes correspondientes a resistividad 3. Muestran la distribución antes (izquierda) y después (derecha) de suprimir puntos atípicos extremos.

De los histogramas de frecuencia y diagramas de caja y bigotes anteriores se puede destacar como la existencia de un punto atípico como el que aquí se muestra puede impedir observar la distribución de los datos y ocultar el comportamiento real de los mismos.

Por otra parte, una vez elaborado el gráfico de dispersión correspondiente a la desviación estándar (figura 5.35) puede verse como los datos se encuentran agrupados dentro de la región definida para un grado de significancia de 99,9% y mantienen un comportamiento regular, a excepción de 2 puntos que se encuentran fuera de la zona y que fueron sustraídos de los datos finales. Estos puntos corresponden con los señalados en el gráfico de caja y bigotes como puntos atípicos extremos.

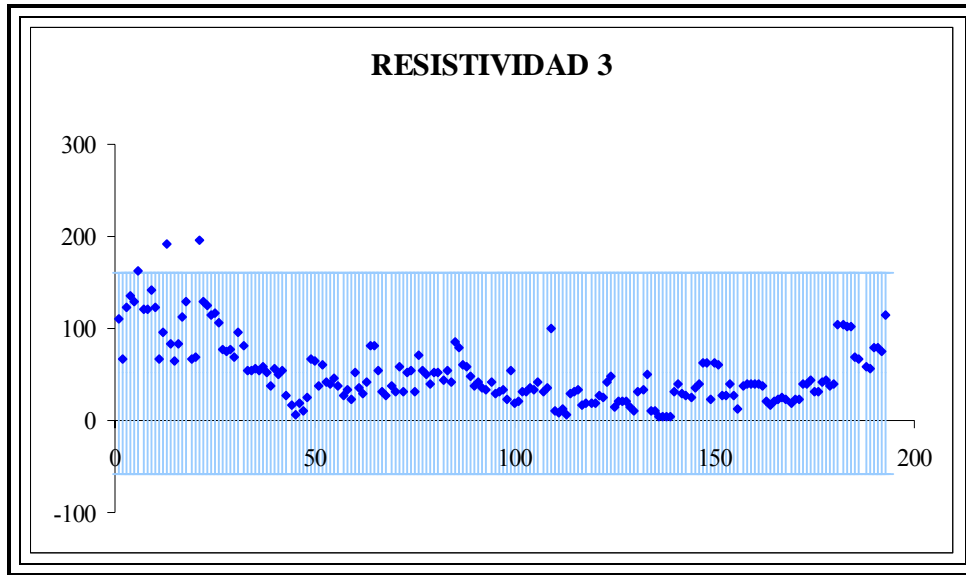


Figura 5.35. Gráfico de dispersión elaborado para identificar puntos atípicos para desviación estándar de 3,09 en resistividad 3.

Las pruebas paramétricas, como es sabido, muestran en que medida se alejan unos datos a un comportamiento normal, lo que indica en qué medida ese conjunto de datos es confiable. En las pruebas paramétricas P-P y Q-Q elaboradas para todas las variables estudiadas a partir de los SEV se puede ver que la mayor parte de los datos o sus probabilidades se ajustan a la recta esperada. Esto se ve claramente en la figura 5.37 para el caso de la prueba Q-Q en la resistividad 3.

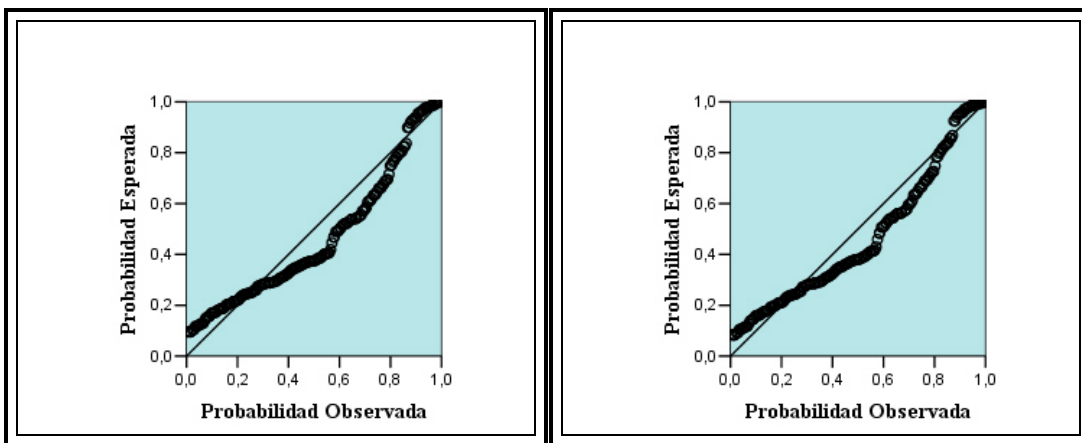


Figura 5.36. Pruebas paramétricas P-P realizadas para datos de resistividad 3 antes (izquierda) y después (derecha) de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.

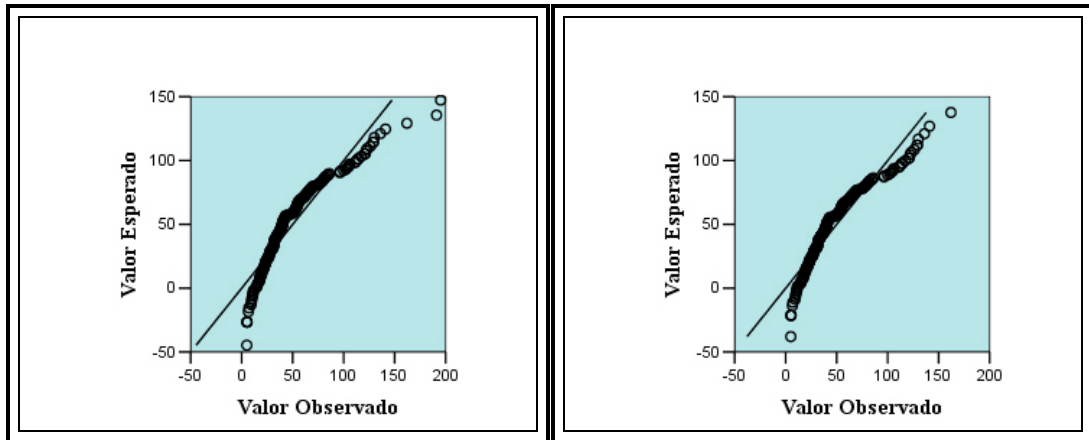


Figura 5.37. Pruebas paramétricas Q-Q realizadas para datos de resistividad 3 antes (izquierda) y después (derecha) de eliminar puntos atípicos obtenidos por desviación estándar.

A continuación se muestra el resultado final del estudio estadístico aplicado a las variables generadas a partir del procesamiento de los SEV pertenecientes al Bloque C en estudio. Dentro de la Tabla 5.3 se encuentran resaltados en rojo los puntos atípicos extremos suprimidos inicialmente a través de los gráficos de caja y bigotes y en azul los que fueron eliminados a partir del estudio de la desviación estándar de los datos para cada variable.

Tabla 5.3. Puntos atípicos y atípicos extremos resultado de estudio estadístico aplicado a resultados de procesamiento de los SEV (se encuentran las 3 resistividades identificadas y el espesor del segundo estrato isoresistivo).

EST.	NORTE	ESTE	$\rho_1(\Omega.m)$	$\rho_2(\Omega.m)$	$\rho_3(\Omega.m)$	h2($\Omega.m$)
003	26214	58409				93.6
006	26214	64249		2719		
017	25254	55129			191	
019	25254	63769		1160		
025	24294	55609			195	
097	19014	54729		1170		
122	17574	62809	2818			
163	14694	53689				84.5
235	7974	56089			7971	

Luego de obtenidos y eliminados el conjunto de datos atípicos se procedió a realizar el estudio multivariante mencionado en el capítulo anterior y que inició con un análisis cluster con el que se esperaba organizar en distintos grupos a la población total estudiada en función de todas sus variables.

El análisis para 3 y 2 grupos (apéndice 14) arrojó poblaciones en las que se contaba con la presencia de muy pocos individuos dado el número total con el que se inició el estudio, por lo tanto se trabajó asumiendo la presencia de sólo una población. Este paso era primordial para realizar el estudio de la correlación, puesto que de haber varios grupos hubiese sido posible generar las correlaciones entre ellos mismos y así esperar que los valores del coeficiente de correlación fueran mayores.

La finalidad principal del estudio de correlación era la de poder hallar valores ausentes en los datos de las refracciones a partir de los obtenidos por medio de los SEV y viceversa. Desafortunadamente, los coeficientes de correlación entre las propiedades correspondientes a cada método no arrojaron valores superiores a 0.177, por lo tanto se asumió que no existía correlación alguna entre los resultados de ambos métodos. De hecho, los coeficientes de correlación calculados apenas llegaron a alcanzar un valor de 0.457 a excepción de un 0.99 entre los 2 espesores calculados con la sísmica de refracción (ver apéndice 15). Estos valores no son suficientes para proponer un modelo de correlación que sea confiable, por lo tanto no fue posible la estimación de nuevos valores que ayuden a tener una mejor distribución de los datos y de esta manera generar mapas con cambios menos abruptos entre zonas contiguas.

5.2.3 Limpieza de Datos

Luego de generados los mapas y realizado el estudio estadístico, se analizaron los valores atípicos con los mapas de SEV y la geología de la zona para su posterior eliminación de la base de datos. Con miras a cumplir con este objetivo nos apoyamos en los mapas de la figura 5.38.

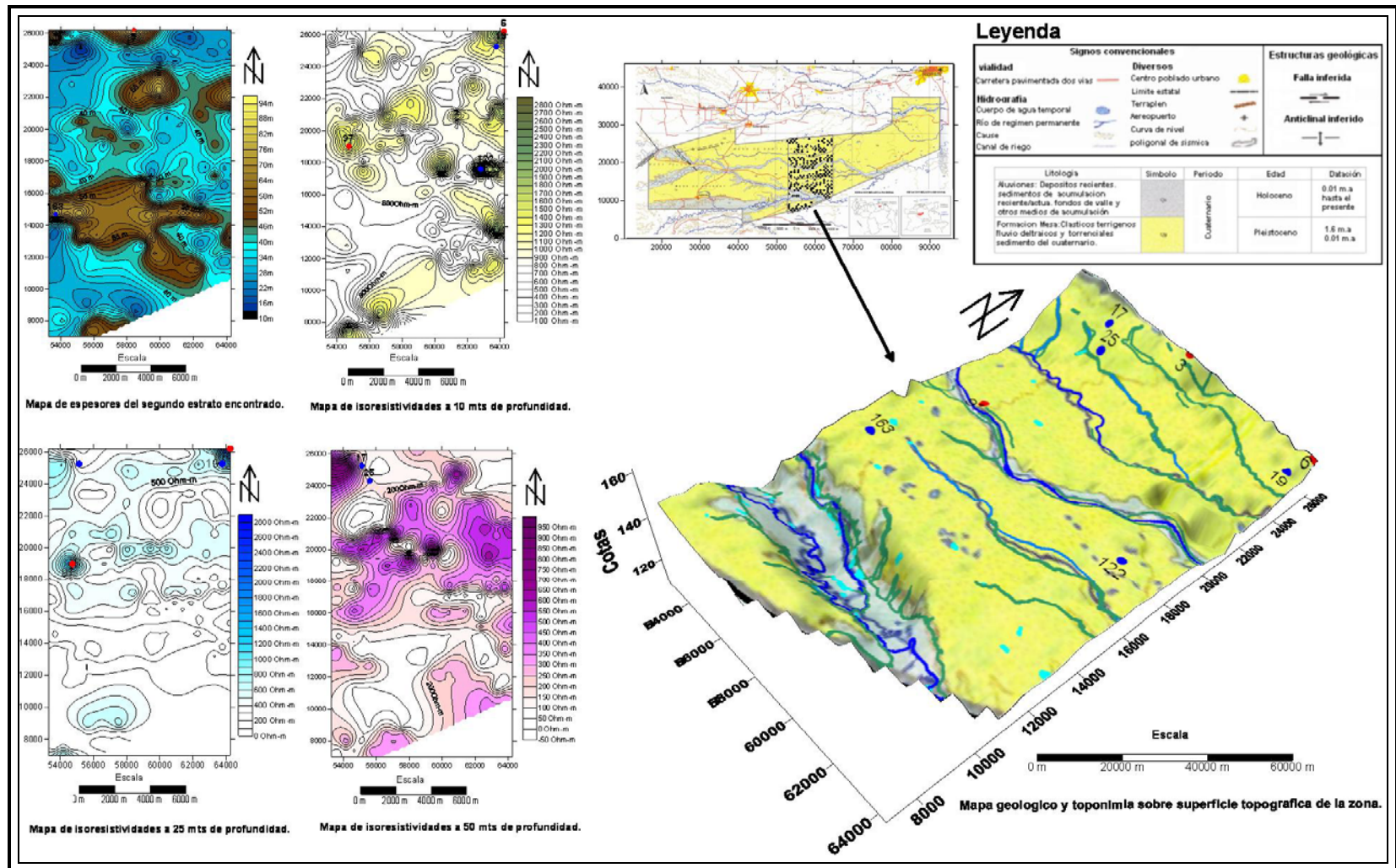


Figura 5.38. Mapas utilizados para estudiar la correspondencia de los puntos atípicos con la geología (caso de los mapas obtenidos a partir de los SEV).

Se debe destacar el hecho de que no se encontró valores atípicos entre los datos del espesor del primer estrato detectado y por ello, no es mostrado su mapa dentro de la figura 5.38.

Analizando la figura observamos que el mapa de espesor del segundo estrato detectado posee 2 valores estadísticamente anómalos, el correspondiente a las estaciones 3 al norte y 163 en la parte central del mapa, los cuales al observar la geología de la zona no parecen coincidir con ningún tipo de estructura presente.

El mapa de resistividades a 10 metros de profundidad muestra 4 valores anómalos, 2 que se encuentran juntos en la región noreste del mapa (SEV 6 y 19) y los otros 2 en la parte central, uno de ellos uno al oeste (SEV 97) y el otro el este (SEV 122). Al verificar las posiciones de estos puntos en el mapa geológico no se observó ningún rasgo que justificara su comportamiento anómalo de manera que fueron eliminados de la tabla de datos correspondiente.

Al observar el mapa de resistividades a 25 metros de profundidad, es notorio que en este se encuentran 2 de las mismas estaciones con datos anómalos encontrados en el mapa de resistividades a 10 m (estaciones 6, 19 y 97). Además de estos sondeos este mapa presenta un valor atípico en la estación 17 que al ubicarlo en el mapa geológico no presenta rasgos irregulares de manera que puede ser eliminado también.

Finalmente, analizando el mapa de resistividades a 50 metros de profundidad se encuentra que, además del valor anómalo correspondiente a la estación 17, la estación 25 presenta un valor atípico, que al no corresponder con ningún rasgo geológico fue eliminado también.

Los mapas que fueron afectados por la presencia de anomalías en sus datos son mostrados a continuación en las figuras 5.39, 5.40, 5.41 y 5.42. En los mismos se muestran los mapas para cada variable antes y después de la limpieza de los datos.

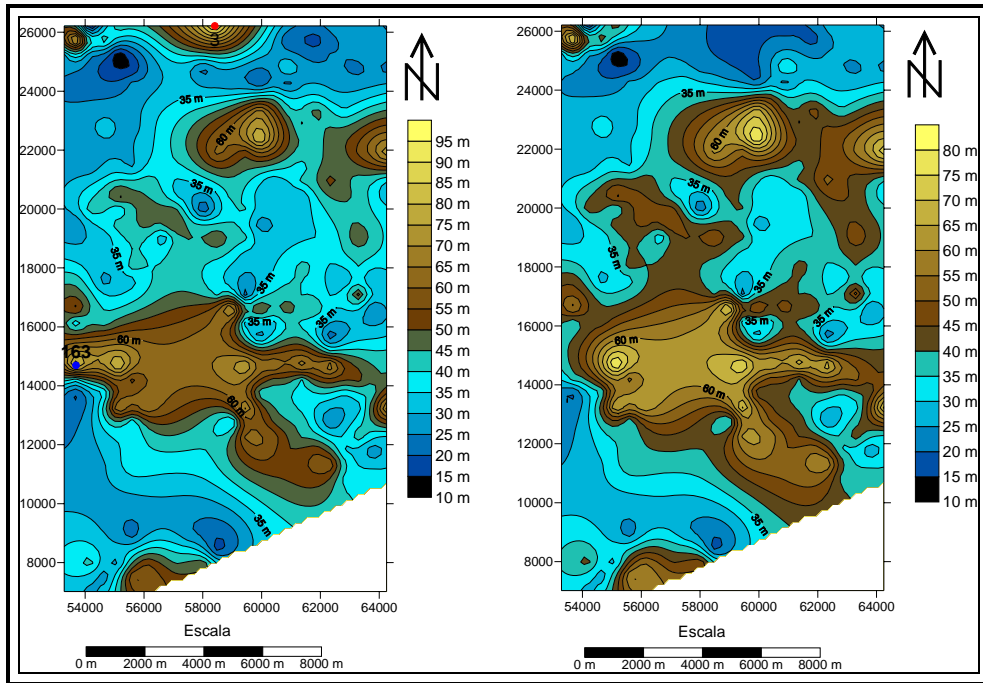


Figura 5.39. Mapas de espesores del segundo estrato detectado antes (izquierda) y después (derecha) de la limpieza de los datos.

Al observar la comparación de los mapas de espesor del segundo estrato en la figura 5.39, es notorio que la eliminación del valor correspondiente a la estaciones 3 y 163, suavizó los rangos de variación de las curvas de nivel.

Los valores eliminados en el mapa de resistividades a 10 metros de profundidad de la figura 5.40 no ocasionaron mayores cambios en el nuevo mapa ayudando solo un poco al suavizado de las curvas en las zonas afectadas.

Observando el mapa de resistividad a 25 m de profundidad en la figura 5.41, es bastante notorio que con la eliminación de los valores atípicos presentes en el mapa mejora considerablemente el suavizado y los marcados cierres de las curvas de isoresistividades en las zonas afectadas, disminuyendo así el alto gradiente que estos valores ocasionaban en las mismas. La eliminación de estos valores también permite observar de manera más clara cierto rango de resistividades que antes permanecía oculto y que representa el grueso de nuestros datos.

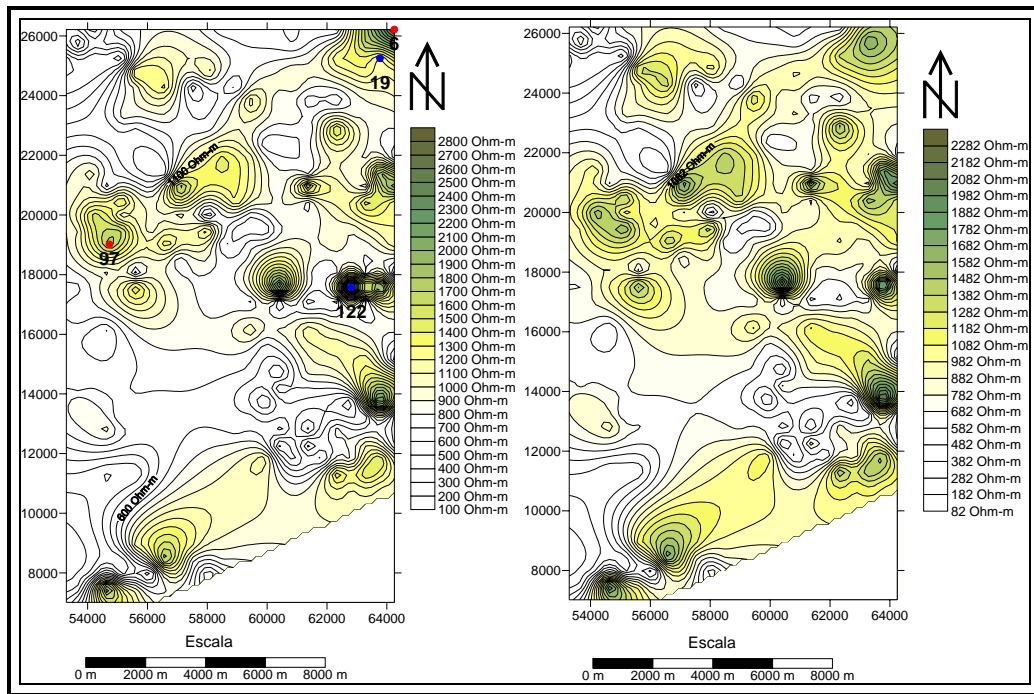


Figura 5.40. Mapas de resistividades a 10 m de profundidad antes (izquierda) y después (derecha) de la limpieza de los datos.

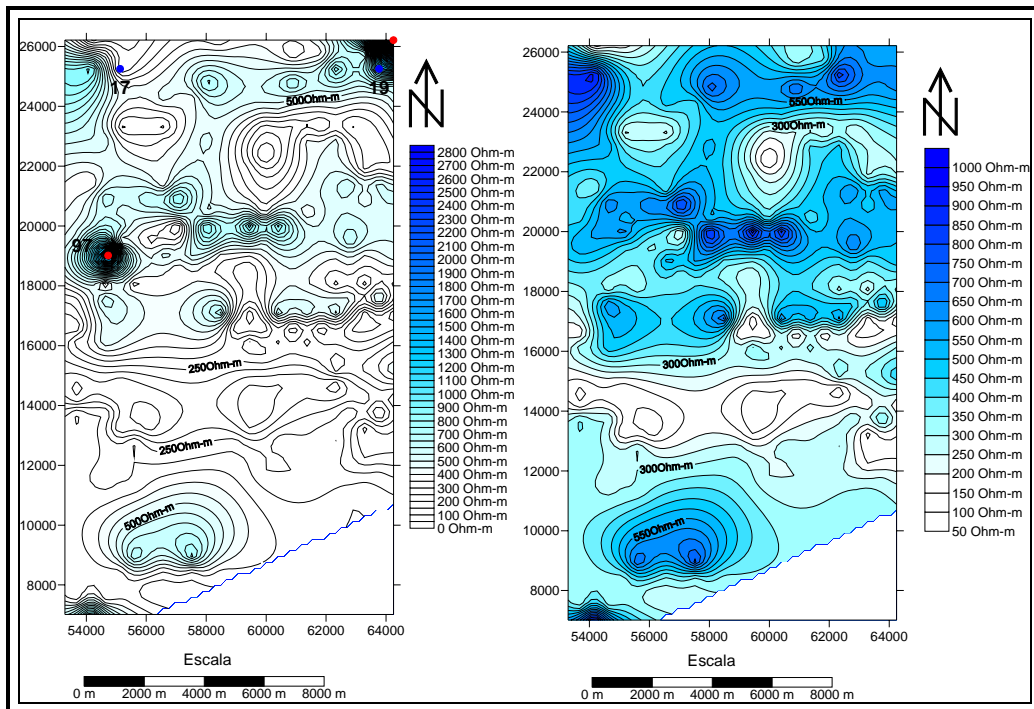


Figura 5.41. Mapas de resistividades a 25 m de profundidad antes (izquierda) y después (derecha) de la limpieza de los datos.

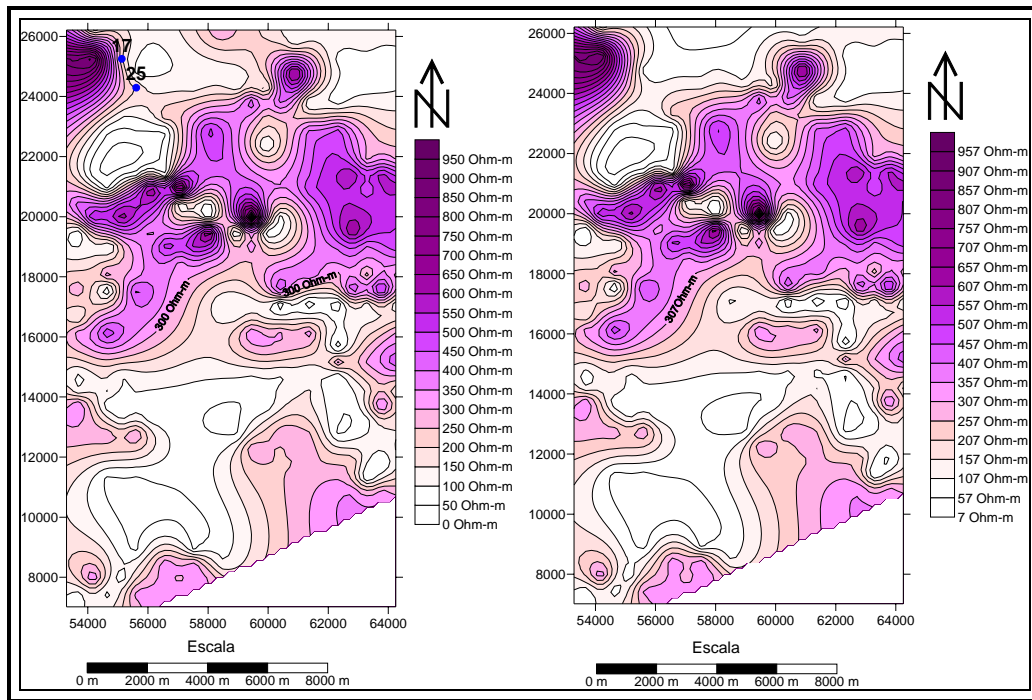


Figura 542. Mapas de resistividades a 50 m de profundidad antes (izquierda) y después (derecha) de la limpieza de los datos.

Al observar la figura 5.42 se puede ver como la eliminación de los valores anómalos presentes en el mapa de resistividades a 50 m de profundidad no genera mayores cambios en el mismo, sólo modifica ligeramente la forma de las curvas en la zona.

5.2.4 Kriging Alternativo

Como se mencionó anteriormente, se hizo uso de una forma de kriging alternativa suministrada por el L.S.I.G. de la facultad de ingeniería de la Universidad Central de Venezuela. Este método arrojó como resultado los mapas que se muestran a continuación junto a su correspondiente mapa realizado a partir del kriging simple de Surfer a manera de observar las variaciones entre ellos.

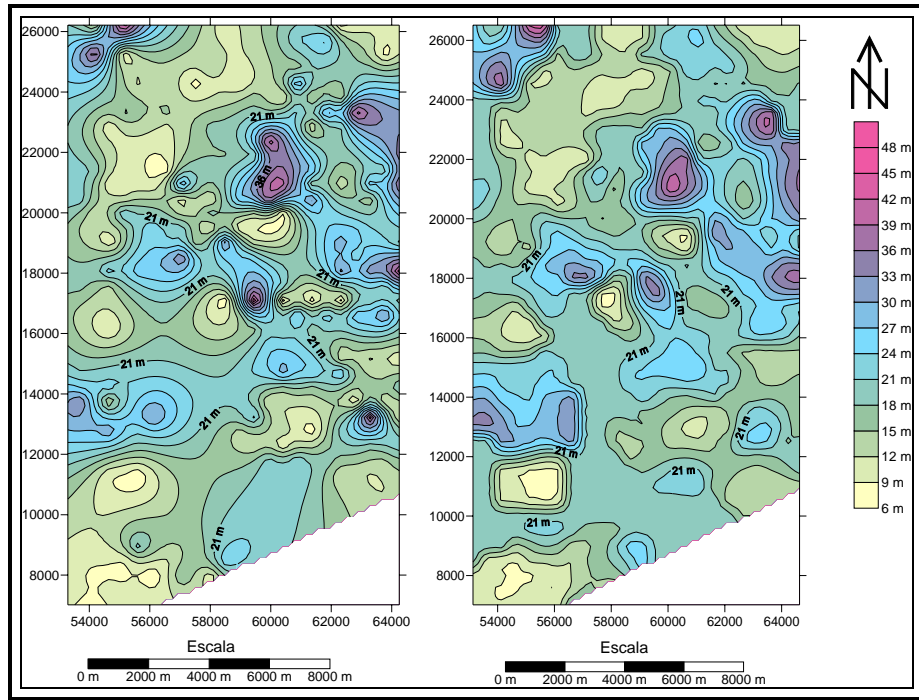


Figura 5.43. Mapas de espesores del primer estrato detectado generados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha).

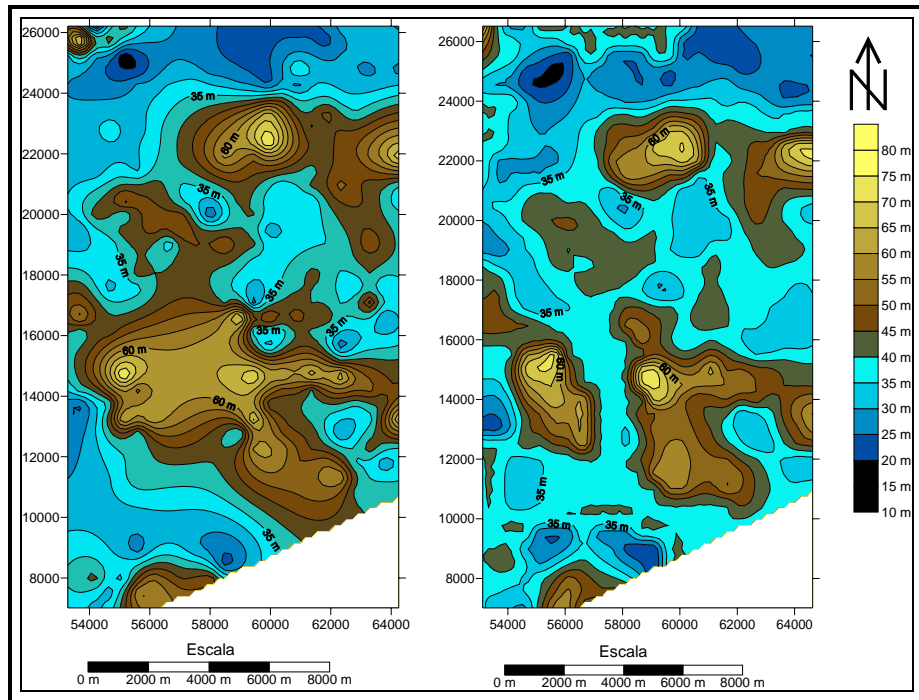


Figura 5.44. Mapas de espesores del segundo estrato detectado generados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha).

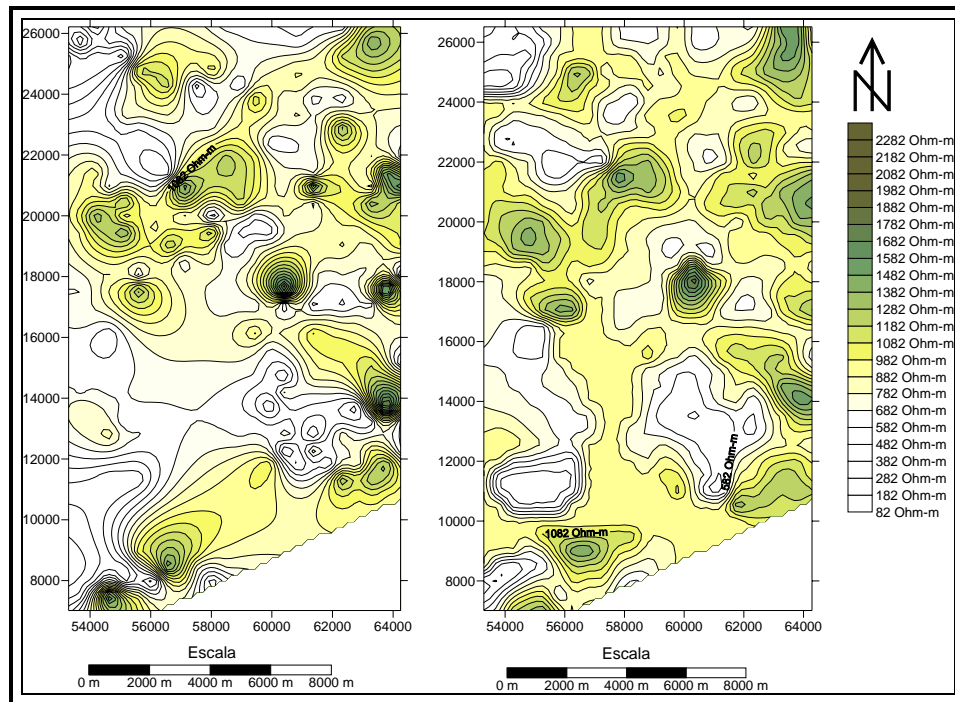


Figura 5.45. Mapas de resistividades a una profundidad de 10 m generados con kriging simple (izquierda) y con kriging alternativo (derecha).

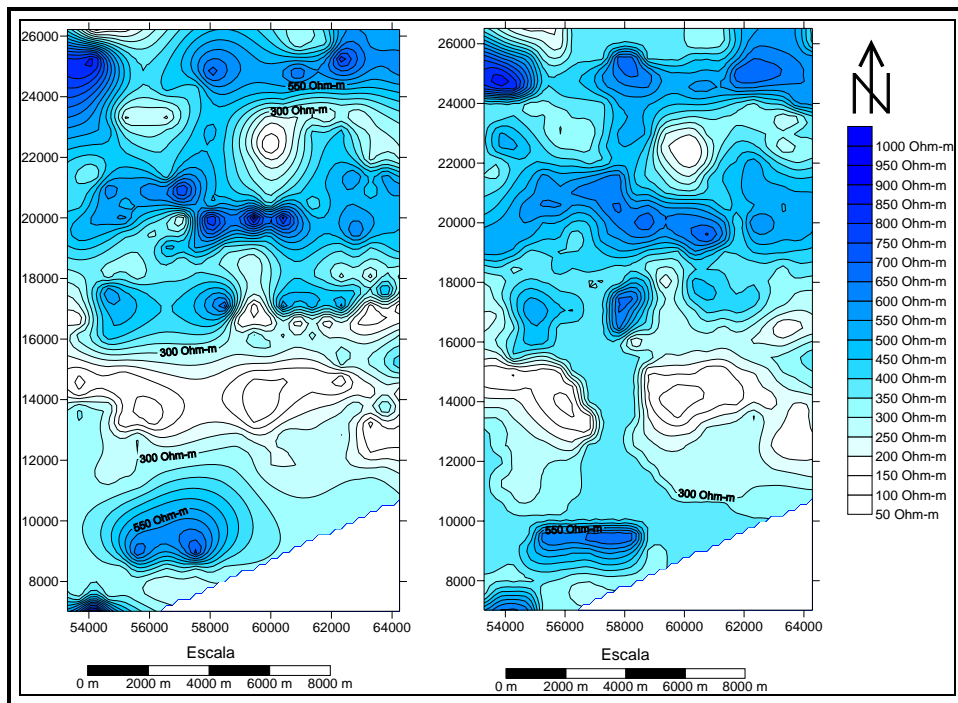


Figura 5.46. Mapas de resistividades a una profundidad de 25 m generados con kriging simple (izquierda) y con Kriging alternativo (derecha).

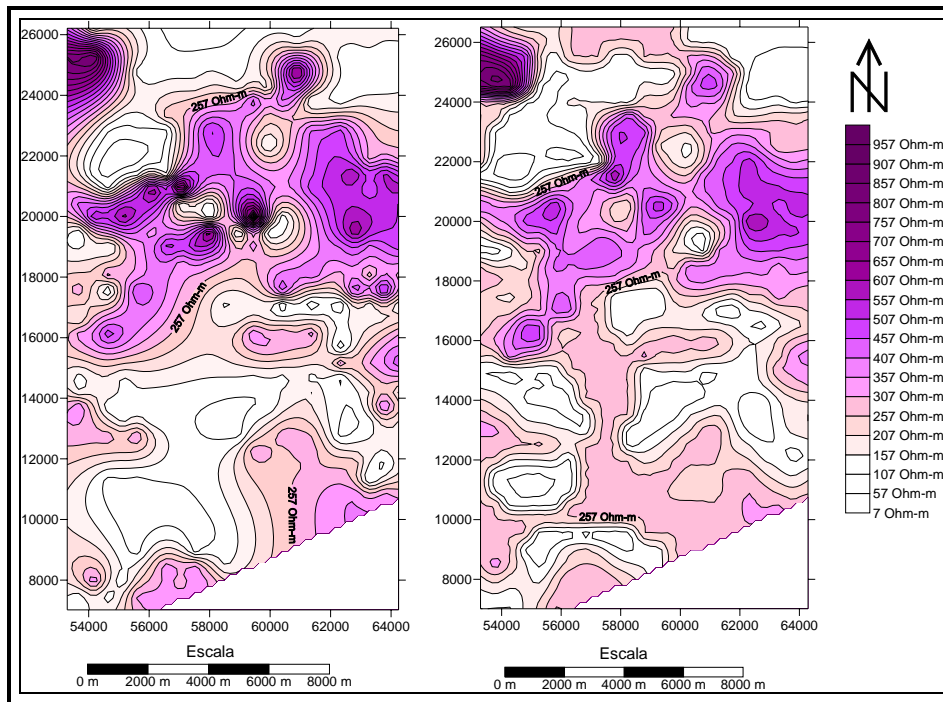


Figura 5.47. Mapas de resistividades a una profundidad de 50 m generados con kriging simple (izquierda) y con Kriging alternativo (derecha).

En general los mapas generados con el kriging alternativo disminuyen de manera eficiente los altos gradientes presentes en los mapas generados inicialmente, así como también disminuye la cantidad de cierres, cuplas e interpolaciones en los bordes del mapa. Teniendo en cuenta esto se utilizarán los mapas generados con este kriging alternativo para el análisis final y para la propuesta de resultados finales.

5.2.5 Propuesta de mapas finales

Al igual que en el caso de las refracciones sísmicas y sus resultados se realizaron distintas pruebas, con el mencionado kriging alternativo, variando el espaciamiento del mallado en Surfer para obtener mapas con una visualización óptima pero tratando de preservar al máximo las propiedades del kriging alternativo utilizado.

De esta manera se generaron mapas de resultados, utilizando espaciamientos en el mallado de 100, 300 y 500 m además del que ofrece Surfer por defecto que es de aproximadamente 193 m y que pueden ser observados en el apéndice 18 de este trabajo.

Al igual que en el caso de la sísmica de refracción, los mapas presentan un comportamiento similar en sus curvas para los casos en donde el espaciamiento de mallado fue de 100 m, 500 m y el de 193 m, por lo tanto siguiendo el mismo criterio, los mapas que se proponen como mapas de resultados finales son los generados utilizando un kriging con espaciamiento del mallado de 300 m en Surfer, los cuales se presentan a continuación en las figuras 5.48 y 5.49.

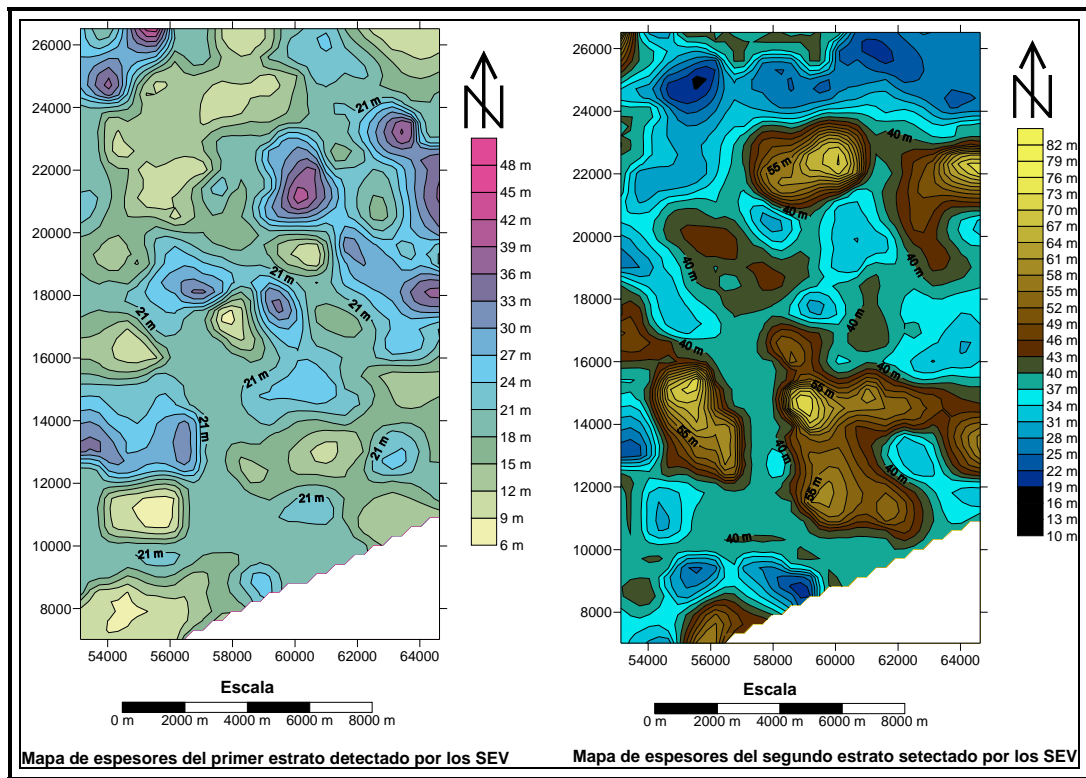


Figura 5.48. Mapas de resultados finales correspondientes a los espesores de estratos detectados. A la izquierda se tiene el correspondiente al espesor del primer estrato detectado y a la derecha el que corresponde al segundo estrato.

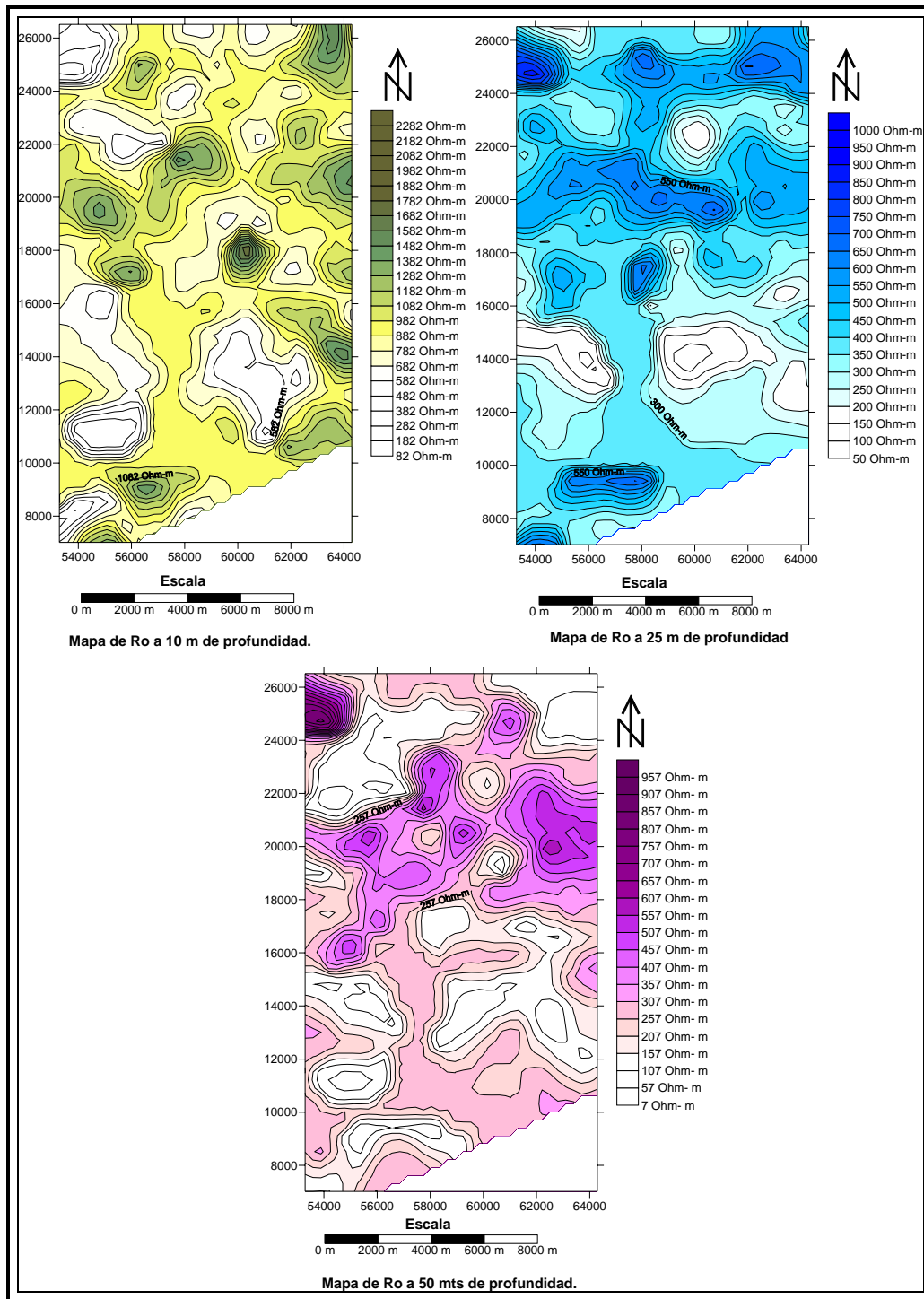


Figura 5.49. Mapas Finales correspondientes a las resistividades para los tres niveles de profundidad estudiados. Arriba a la izquierda se muestra el correspondiente a los 10 m de profundidad, a su derecha el correspondiente a 25 m y abajo el correspondiente a los 50 m.

5.2.6 Análisis de Mapas de Resultados Finales

a) Mapas de espesores del primer y segundo estrato obtenidos a partir de los SEV

A continuación en la figura 5.50, se muestran los mapas de espesores detectados por los SEV para el primer y un segundo estrato, con la distribución de datos dentro de los mismos para visualizar la densidad de datos con que se trabajó.

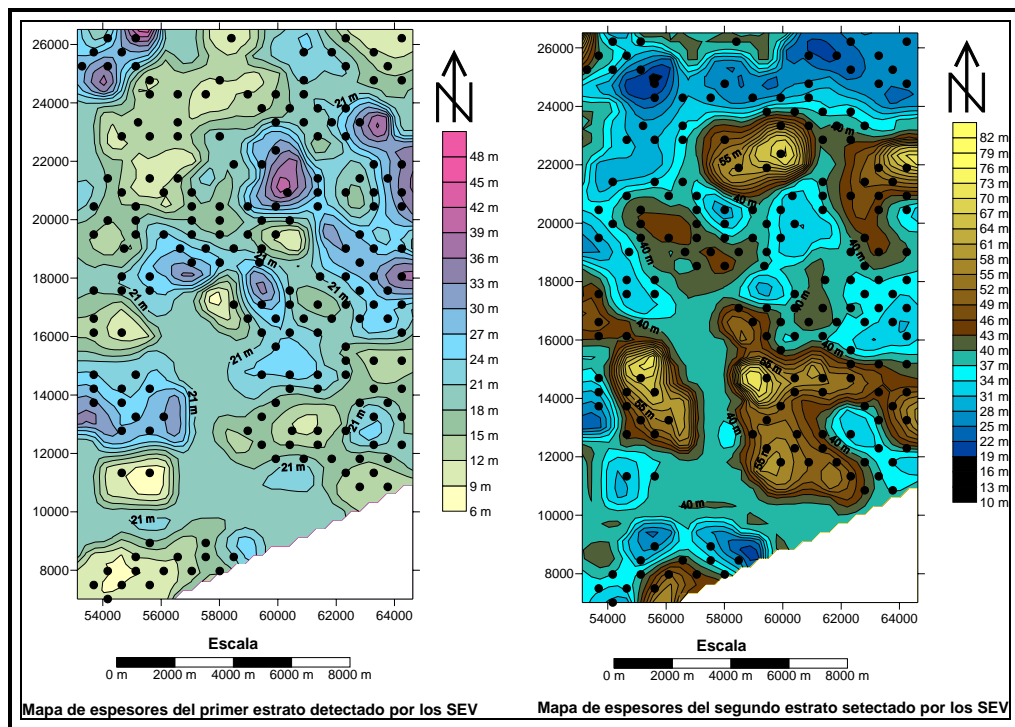


Figura 5.50. Mapas de espesores para el primer estrato (izquierda) y segundo estrato (derecha) detectados por los SEV, incluida la distribución de los datos (puntos negros).

El mapa de espesores obtenido para el primer estrato detectado con el procesamiento de los SEV (gráfico de la izquierda en la figura 5.50), reporta un valor mínimo de 6.14 metros, máximo de 47.9 metros y una media de 19.77 metros, lo que representa un rango de valores mucho más alto, que el encontrado con la sísmica de refracción.

Al comparar este mapa con el mapa de espesores generado a partir de los datos del nivel estático, tomando en cuenta las dificultades relativas al mismo debido a la distribución de los datos, se observan ciertas similitudes en dos de las estructuras presentes en ambos mapas como puede verse en la figura 5.51.

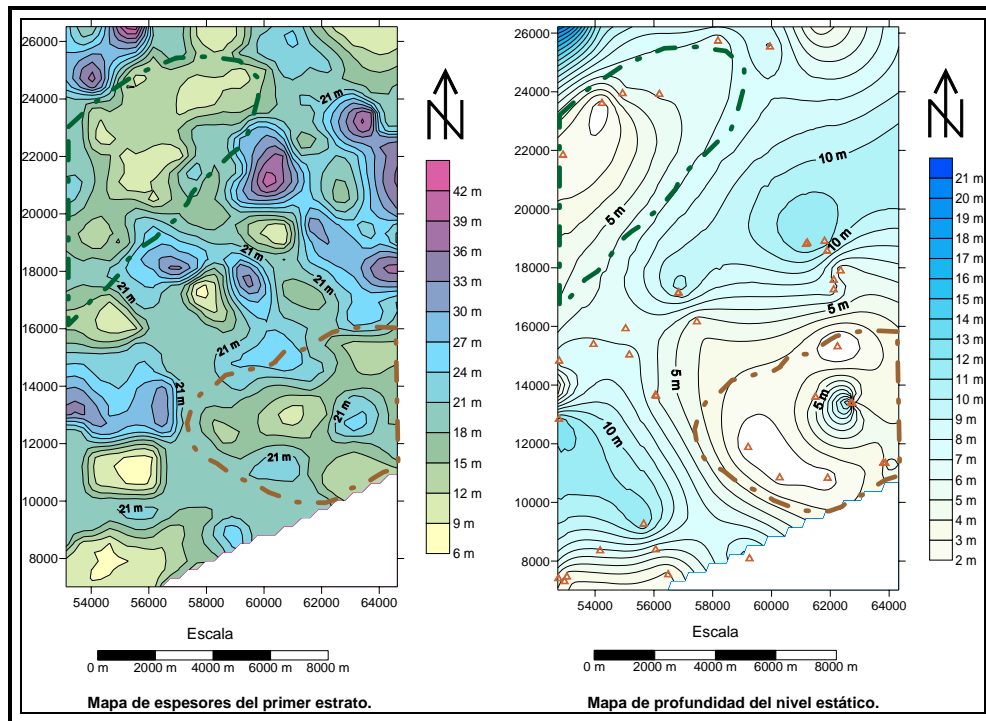


Figura 5.51. Comparación entre los mapas de espesores de primer estrato detectado (izquierda) y de profundidad del nivel estático (derecha).

En la estructura delimitada en verde encontramos valores de bajos espesores en ambos mapas estando en un rango de 6 a 15 m en el mapa de espesores del primer estrato detectado y de 0 a 7 m en el mapa de profundidad del nivel estático. Por otro lado, la zona delimitada en marrón presenta un comportamiento similar de bajos valores en ambos mapas y dentro del mismo rango. Vale la pena destacar que en la parte central de esta zona se encuentra un cierre abrupto de valores altos.

Analizando el mapa de espesores del segundo estrato, detectados con el procesamiento de los SEV (figura 5.50), se puede observar, que éste presenta valores

bastante altos que no corresponden de ninguna manera con el rango de valores de profundidad de nivel estático que se tiene. Los valores observados en este mapa fueron de 10.4 m como mínimo, 82.3 m como máximo y una media de 39.75 m. Esto, sumado al espesor suprayacente representaría magnitudes bastante altas para las profundidades correspondientes a la segunda interfase detectada.

b) Mapas de resistividades generados a tres niveles de profundidad 10, 25 y 50 metros

En la figura 5.52 se presentan los mapas de resistividad generados a 10, 25 y 50 metros de profundidad, con las ubicaciones de los SEV para visualizar la distribución de datos dentro de los mismos.

Al observar estos tres mapas lo primero que se debe destacar son los rangos de valores de resistividad encontrados para cada profundidad. Así, para el caso del mapa de resistividad a 10 metros de profundidad, se obtuvo un rango de valores que van desde 82.7 Ω .m hasta un máximo de 2371 Ω .m, con una media de 894.3 Ω .m, lo que corresponde en cierta medida con el rango de resistividades para aluviones y arenas como los que se encuentran característicamente en la zona de estudio, estos rangos son de 10 a 800 Ω .m, los valores superiores a este rango entrarían en el rango para areniscas como las que se encuentran en la formación Mesa, cuyo rango de resistividades es de 1 a 6.4×10^8 Ω .m según los valores de resistividades teóricas mostrados en el apéndice 17.

El mapa de resistividades a 25 metros de profundidad presenta valores de resistividad con un mínimo de 50.10 Ω .m, un máximo de 1013 Ω .m y una media de 380.6 Ω .m. Lo que a estas profundidades podría corresponder con areniscas que conforman la formación Mesa, los cuales podrían presentar intercalaciones de arcilla las cuales poseen un rango de resistividades de (1-100 Ω .m) pudiendo ser estas

ultimas las responsables de las bajas resistividades a estas profundidades. En este sentido no se puede no se puede comentar mas sin información litológica de pozos dentro de la zona.

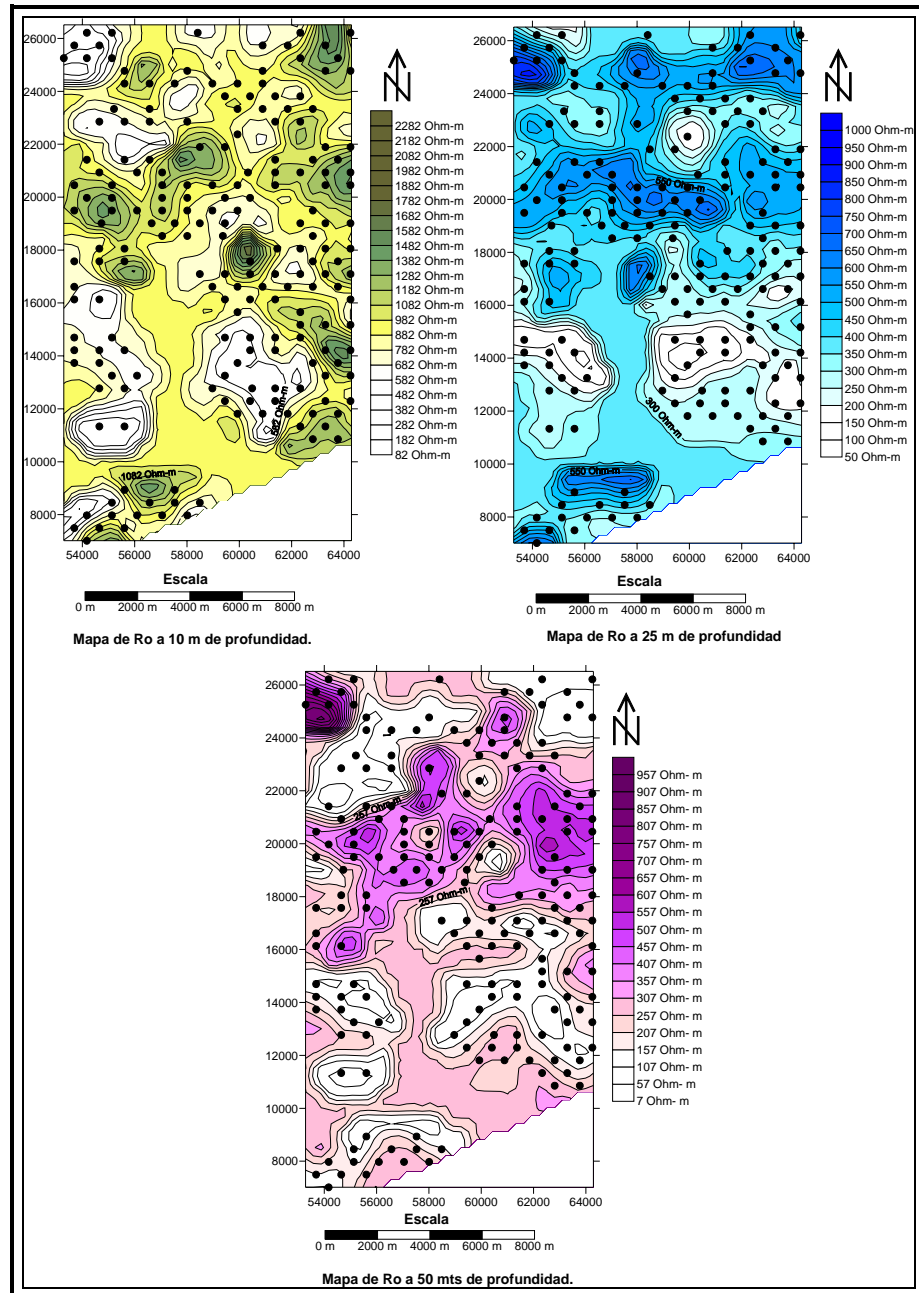


Figura 5.52. Mapas de resistividades para los tres niveles de profundidad estudiados con la distribución de los datos. Arriba a la izquierda se muestra el correspondiente a los 10 m de profundidad, a su derecha el correspondiente a 25 m y abajo el correspondiente a los 50 m.

El mapa de resistividades a 50 metros de profundidad muestra valores mínimos de 7.08 Ω .m, máximos de 963 Ω .m y una media de 260.2 Ω .m, lo que representa, un rango de valores muy similar al encontrado en el mapa de resistividades a 25 m de profundidad, lo induce a pensar en la presencia de los mismos paquetes litológicos.

De los tres mapas anteriores se tomó el correspondiente a resistividades a 10 m de profundidad a manera de verificar con la geología de la zona el comportamiento de sus curvas isoresistivas como puede verse en la figura 5.53. En dicha figura no se evidencian manifestaciones similares, lo que podría deberse al hecho de que el efecto de los rasgos toponímicos del lugar sólo afecta las resistividades de las zonas cercanas a dichos rasgos y a niveles de profundidad inferiores a los 10 metros.

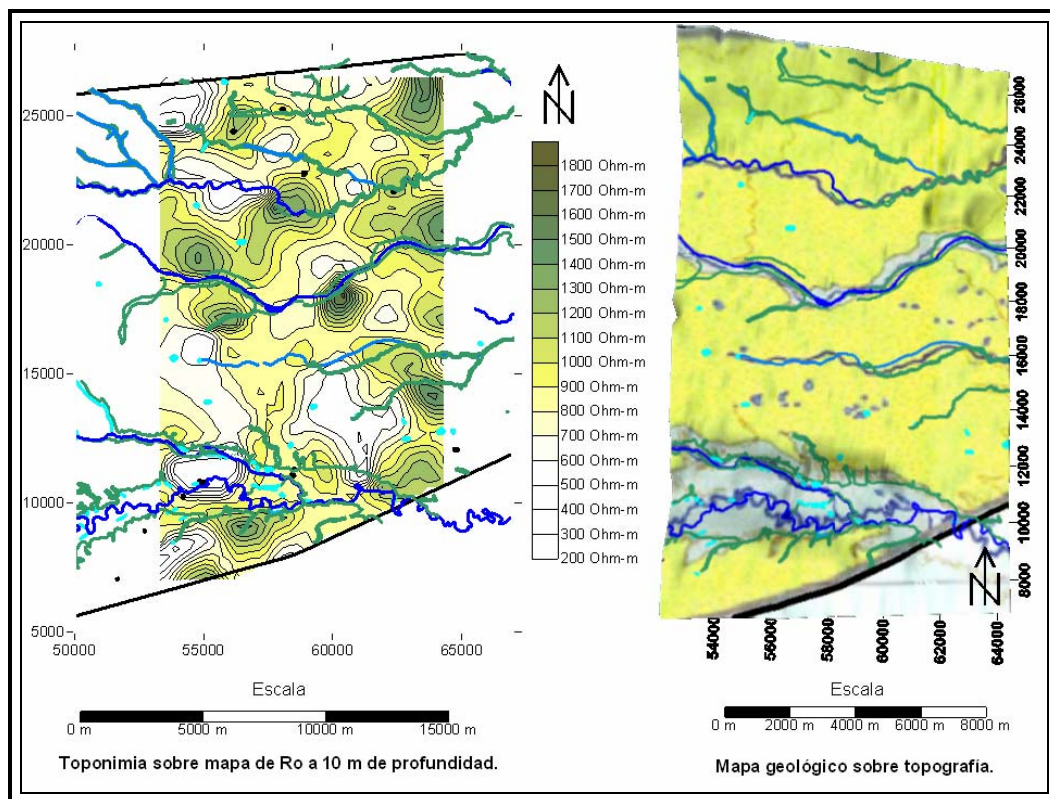


Figura 5.53. Comparación entre mapa de resistividad a 10 m de profundidad (izquierda) y el mapa geológico y toponímico (derecha). Nuevamente se puede ver en azul la hidrografía y en verde lo que correspondiente a filas de morichales.

A continuación se muestra una figura en la que se pueden resaltar distintos rasgos de los mapas de resistividades finales.

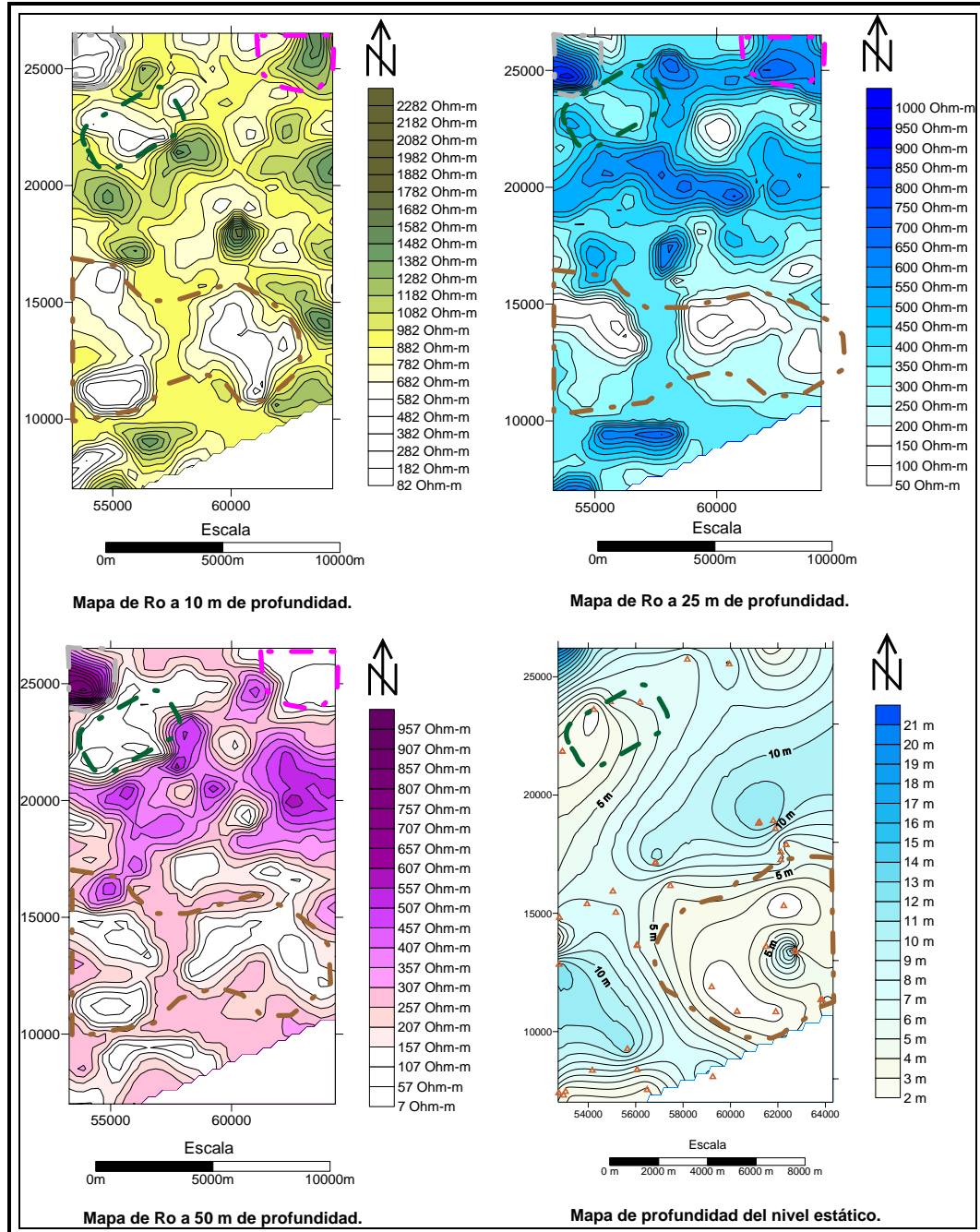


Figura 5.54. Comparación entre mapas de resistividades las profundidades estudiadas y mapa de profundidad de nivel estático (abajo a la derecha). Arriba a la izquierda se muestra el correspondiente a resistividades a 10 m de profundidad, a su derecha el de 25 m y abajo a la izquierda el de 50 m.

En el mapa de resistividad a 10 m de profundidad se puede destacar la presencia de ciertas zonas con bajos valores de resistividad bajos los cuales oscilan entre 200 y 700 Ω .m. Estas zonas se encuentran delimitadas en verde, marrón y gris en la figura 5.54. Esta estructura delimitada en marrón se puede observar en el mapa de resistividad a 25 m de profundidad con menores magnitudes (rango de 50 a 300 Ω .m) y con una orientación aproximada este-oeste, pero por otro lado en la zona delimitada en verde no presenta este comportamiento de disminución de valores de resistividad de forma tan marcada

El comportamiento de bajas resistividades en las zonas delimitadas en verde sobre los mapas de resistividades a 10m a 50 m y en marrón en los tres mapas, aparenta corresponder en cierta medida con profundidades pequeñas del nivel estático en esas zonas como se muestra en la figura 5.54.

En el mapa a 50 m de profundidad se sigue observando la misma tendencia y orientación de los mapas de 10 y de 25 metros en la zona delimitada en marrón. Por otro lado en la esquina superior derecha de este mapa (zona delimitada en rosa) se observa una disminución abrupta de resistividades con respecto a sus alrededores, lo cual no se observaba en los mapas de los niveles superiores, también se observaron disminuciones en otras zonas al norte de este mapa como en la zona delimitada en verde, la cual parece tener cierta correspondencia con la misma zona en el mapa de resistividades a 10 metros de profundidad.

En este sentido, se propone la realización de estudios con pozos exploratorios, principalmente dentro de la zona delimitada en marrón en los tres mapas de resistividades de la figura anterior, la cual muestra un comportamiento de bajas resistividades con disminución en profundidad, lo cual aumenta las posibilidades de presencia de acuíferos en esa región y hasta los 50 metros de profundidad, lo mismo sucede con la zona delimitada en verde pero en menor escala, aunque este

comportamiento también lo podría explicar claramente la presencia marcada de arenas arcillosas y arcillas en profundidad en esas zonas.

Por otro lado, se propone como zona de particular interés la delimitada en rosa en el mapa a 50 metros de profundidad, la cual muestra valores mínimos de resistividades en esta zona; convirtiéndola en posible zona contenedora de acuífero ó en zona con presencia de litología con bajos valores de resistividades como el caso de arcillas.

Finalmente se propone también como otra zona de particular interés, la zona que se encuentra en la esquina superior izquierda del mapa a 10 metros de profundidad, en el que se observa un mínimo de resistividad y en la misma zona en los mapas a 25 y a 50 metros, que muestran valores mas altos, lo que podría indicar aparición de arenas libres de arcillas a partir de los 10 metros en esa zona ó a la presencia de la formación seca (sin fluido saturante). En este sentido se propone la realización de pozos exploratorios en las zonas mencionadas para contribuir en la búsqueda y localización de acuíferos del lugar.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El estudio de refracción sísmica somera realizado para el “Bloque C” contenido dentro del Proyecto La Florida-Amarillis 04G-3D, en el estado Monagas, Venezuela, permitió determinar la distribución de velocidades sísmicas de la capa meteorizada y consolidada para la zona, así como también, las profundidades de la interfase entre ellas.

Los resultados obtenidos del procesamiento sísmico fueron analizados estadísticamente para identificar valores anómalos. En este sentido, se identificaron varios valores atípicos, los cuales, luego de ser evaluados geológicamente, se eliminaron con este criterio. De esta manera, se obtuvo la base de datos final que presenta las siguientes características:

- a) Las velocidades obtenidas para la capa meteorizada presentaron valores con un mínimo de 410.78 m/s, una media de 785.38 m/s y un máximo de 1111.36 m/s, los cuales se encuentran en congruencia con el rango de velocidades que en general debería presentar dicha capa, 300-900 m/s (capa meteorizada) y 350-1500 m/s (aluviones modernos), según la bibliografía.
- b) Los valores de velocidad obtenidos para la capa consolidada fueron de 1831.68 m/s como mínimo, una media de 1903.55 m/s y un máximo de 1994.07m/s, así, resulta claro que el rango de velocidades obtenido es bastante homogéneo para esta capa.
- c) El rango de espesores obtenidos para la interfase entre capa meteorizada y consolidada fue de 1.63 m como mínimo, media de 6.84 m y máximo de 11.83 m, para el caso de los espesores obtenidos a través del método Heiland. Con el método de tiempos interceptos, se obtuvo un valor mínimo de 3.15 m, una media de 8.57 m y 13.95 m como valor máximo.

Con los datos obtenidos de velocidades y espesores se generaron mapas de contorno graficados en Surfer 8.0 utilizando un kriging alternativo suministrado por el L.I.S.G. De esta manera, se obtuvieron mapas de velocidades para la capa meteorizada y consolidada, así como también, mapas de profundidad de la interfase calculada por el método de Heiland y el método de los tiempos interceptos. Del estudio de procesamiento e interpretación de datos sísmicos de refracción realizados anteriormente se puede concluir que:

- En este estudio, se comprobó la importancia de la geoestadística como herramienta aplicada en estudios geofísicos, ya que, permite examinar grandes cantidades de datos en la búsqueda de optimización de resultados.
- Estadísticamente se pudo corroborar la calidad de los resultados obtenidos para las variables de sísmica de refracción estudiadas, identificando también los valores estadísticamente atípicos y separándolos de la base de datos final.
- El estudio estadístico que precede a los mapas de resultados finales, aunado a la optimización de los mismos con el uso del kriging alternativo, garantiza en gran medida la calidad de los resultados obtenidos, lo que es de vital importancia para la utilización de estos en la aplicación de la corrección estática en datos de sísmica de reflexión; la cual utiliza datos de velocidad de capa meteorizada y su espesor. De esta manera, los datos obtenidos podrán utilizarse de manera confiable en futuros proyectos de adquisición sísmica de la zona.
- Se pudo corroborar los resultados obtenidos para los espesores de capa meteorizada por medio de dos métodos, sin embargo, para efectos del análisis se tomó en cuenta y se propone como mapa de resultados final el generado utilizando el método Heiland, debido a que este genera mayor cantidad de datos a lo largo del tendido de refracción.

- Los altos valores encontrados en las cercanías de los cauces de ríos dentro del mapa de profundidad para la interfase entre capa meteorizada y consolidada, podría ser consecuencia de la inclinación de la capa meteorizada en esas zonas; lo que representaría un espesor aparente de la capa meteorizada. Para efectos prácticos, en este trabajo se le atribuyen mayor importancia a los espesores verticales como los que muestran el mapa generado, ya que, proporcionan información necesaria para la aplicación de la corrección estática y para el posicionamiento en profundidad de las fuentes en futuros proyectos de adquisición sísmica dentro de la zona.
- Al interpretar los mapas de espesores generados se debe tener muy en cuenta el efecto que el interpolador ejerce en las zonas de causas de los ríos, lugares en donde no hay datos y este tiende a interpolar usando los valores que se encuentran a los costados del mismo arrojando espesores mayores, como es el caso de los mapas generados; esto debido a los grandes espesores aparentes encontrados a los costados de los ríos dentro del bloque C.
- Tomando en cuenta el rango de espesores obtenidos para la capa meteorizada, se sugiere que, con una longitud de tendido menor se hubiera detectado de igual modo la interfase de interés, lo que se traduciría en la realización de mayor cantidad de tendidos mejorando la distribución y cobertura de los datos. Esto teniendo en cuenta que la longitud del tendido debe ser aproximadamente cuatro veces la distancia que se quiere prospectar.
- Finalmente, se propone profundizar el estudio de capa meteorizada, con pozos exploratorios que suministren datos de información litológica en general, registros eléctricos, registros de rayos gamma y datos de profundidad de profundidades de nivel estático, ya que por ejemplo, al comparar el mapa de espesores de capa meteorizada con el mapa de espesores del nivel estático, se

evidencia cierta correspondencia en algunas zonas de ambos mapas en lo cual no se podría concluir más por falta de información.

Por otra parte, a partir del procesamiento de los sondeos eléctricos verticales, se logró obtener la distribución de resistividades de la zona de estudio, encontrando un 94% de curvas de resistividad aparente tipo Q y detectando generalmente dos estratos isoresistivos de los cuales se obtuvieron sus espesores. La base de datos obtenida del procesamiento de los SEV y generada para las variables estudiadas presentó las siguientes tendencias:

- a) Los espesores del primer estrato detectado presentaron valores mínimos de 6.14 m, máximos de 47.9 m y una media de 19.77 m, representando esto un rango de valores más alto que el encontrado en la sísmica de refracción.
- b) El segundo estrato detectado por los SEV presentó valores de 10.4 m como mínimo, 82.3 como máximo y una media de 39.75 m, lo que sumado al espesor suprayacente representaría magnitudes bastante altas para las profundidades de la segunda interfase detectada.
- c) Para el caso las resistividades a 10 metros de profundidad, se obtuvo un rango de valores que van desde 82.7 Ω .m hasta un máximo de 2371 Ω .m, con una media de 894.3 Ω .m, lo que corresponde en cierta medida con el rango de resistividades para aluviones y arenas como los que se encuentran característicamente en la zona de estudio los cuales son de 10 a 800 Ω .m para los aluviones y de 1 a 6.4×10^8 Ω .m para las arenas.
- d) Las resistividades a 25 metros de profundidad presentan un valores mínimos de 50.10 Ω .m, un máximo de 1013 Ω .m y una media de 380.6 Ω .m, lo que a estas profundidades podría corresponder con areniscas que conforman la formación Mesa, intercaladas con las arcillas características de la zona, que

poseen un rango de resistividades de 1-100 Ω .m pudiendo ser estas ultimas las responsables de las bajas resistividades a estas profundidades.

- e) Los valores de resistividades a 50 metros de profundidad muestran mínimos de 7.08 Ω .m, máximos de 963 Ω .m y una media de 260.2 Ω .m, lo que representa un rango de valores muy similar al encontrado en el mapa de resistividades a 25 m de profundidad.

Con los datos obtenidos de los dos espesores detectados y de las resistividades a 10, 25, y 50 metros se generaron mapas de contorno graficados en Surfer 8.0 utilizando un kriging alternativo suministrado por el LISG. En este sentido, se obtuvieron mapas de contorno de las variables mencionadas.

De esta manera, observando los mapas de resistividades a 10, 25 y 50 metros, se propone la realización de estudios, principalmente dentro de la zona delimitada en marrón la cual muestra un comportamiento de bajas resistividades con disminución en profundidad, lo que aumenta las posibilidades de presencia de acuíferos en esa región y hasta los 50 metros de profundidad, destacándose como zona de particular interés para la localización de acuíferos. Lo mismo sucede con la zona delimitada en verde pero en menor escala. Del mismo modo, se proponen otras zonas señaladas en el análisis, de las cuales, algunas parecen presentar ciertas correspondencias con el mapa de profundidades del nivel estático.

Por otro lado debe mencionarse, que el comportamiento marcado de disminución de resistividades en profundidad en los mapas de resistividad generados, puede ser consecuencia de la presencia de arenas arcillosas y arcillas intercaladas en las arenas de la formación Mesa lo cual produciría el efecto de disminución. En este sentido, se propone la realización de pozos exploratorios en toda la zona y particularmente en las zonas mencionadas para contribuir en la búsqueda y localización de acuíferos del lugar.

Como última recomendación, debe considerarse que para que las curvas de resistividades aparentes como las utilizadas en este estudio sean útiles en interpretaciones, el subsuelo debe estar formado por capas relativamente horizontales y homogéneas, de manera que se debe tener especial cuidado a la hora de interpretar los mapas generados con los SEV cerca de las zonas con altos gradientes topográficos.

BIBLIOGRAFÍA

Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V., (2004), *Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions*: en Earth-Science Reviews xx (2004)

Barnola, A., (1960). *Historia del campo de Pedernales*. Mem., **Caracas, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 2: 552-573. De: Léxico Estratigráfico de Venezuela** (2006) PDVSA; Disponible: [http:// www.pdv.com/lexico](http://www.pdv.com/lexico).

BEINCIP-FRANLAB, (2001). Estudio integrado del Campo Zapatos-Mata R. Fase 1. Informe Interno de PDVSA. Estado Anzoátegui. Puerto La Cruz, Venezuela.

Bosch, Miguel, (2006). Geostatística e Inversión. Material mimeografiado. Curso Precongreso – XIII Congreso Venezolano de Geofísica.

Cantos, J. (1974) *Tratado de Geofísica Aplicada*. Madrid. España, 520 p.

Cavada, J. (2000), *Guía de refracción sísmica*. Material mimeografiado. Escuela de Geología Minas y Geofísica, UCV.

Curran, P. J. y Atkinson, P.M., (1998). *Geoestadistics and Remote Sensing, Progress in Physical Geography*, 22, 1, pp. 61-'0. @e: **Elementos de geoestadística**. [Monografía en línea]; @isponible: <http://www.monografia3.com/trabajos14/geoestadistica/geoestadistica.shtml>.

David, M., (1977). *Geostatistical Ore Reserve Estimation*. Elsevier, Amsterdam, 364 p. De: **Elementos de geoestadística**. [Monografía en línea]; Disponible: <http://www.monografias.com/trabajos14/geoespadistica/geoestadistica.shtml>.

Dobrin, Milton B., (1961). *Introducción a la prospección Geofísica*. Ediciones OMEGA. Barcelona 483p.

GEOHIDRA CONSULTORES, (2004). *Estudio de Impacto Ambiental Levantamiento Sísmico La Florida Amarilis 04G 3D, Edo. Monagas*. PDVSA PETROLEO, S.A.

González de Juana, C.; J. Iturralde de Arozena y X. Picard, (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021 p. De: **Léxico Estratigráfico de Venezuela** (2006) PDVSA; Disponible: <http://www.pdv.com/lexico>.

Hedberg, H. D., (1950). *Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion)*, Geol. Soc. Am. Bull., 61(11): 1173-1216. De: **Léxico Estratigráfico de Venezuela** (2006) PDVSA; Disponible: <http://www.pdv.com/lexico>.

Hung, E.J., (1997). *Foredeep end thrust belt interpretation of the Maturin subbasin, eastern Venezuela basin*. [Tesis de maestría]. Universidad de Rice, 185 p.

Journel, A. G. y Huijbregts, C. J., (1978). *Mining Geostatistics*. Academic Press, New York, 600 p. De: **Elementos de geoestadística**. [Monografía en línea]; Disponible: <http://www.monografias.com/trabajos14/geoestadistica/geoestadistica.shtml>.

Lind, D., Mason, R. y Marchal, W., (2001). *Estadística para Administración y Economía*. Tercera edición. 575 pp.

- Loke, M.H., (1999). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*.
- Orellana, Ernesto, (1972). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Madrid. 523 pp.
- Oria, D. y Dos Santos, S., (2002). *Metodología para la elaboración de modelos de capa meteorizada*. Estudio presentado y publicado en el XI Congreso Venezolano de Geofísica.
- Orsini, C., (2004). *Geología de Las Arenas P1 a P3 de la Formación Oficina, Campo Dación, Estado Anzoátegui, Venezuela*. En: **Modelo Sedimentológico y Estratigráfico de las arenas de petróleo y gas pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el campo Socororo Oeste, Edo. Anzoátegui**. Trabajo especial de grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- Parasnis, D. S., (1970). *Principios de geofísica aplicada*. Traducción por Ernesto Orellana. Paraninfo, Madrid; 208p.
- Pardo, Jessica M., (2005). *Adquisición Sísmica 3D Proyecto Florida – Amarilis 04G-3D*. Tesis de grado. Facultad de Ingeniería. Universidad Simón Bolívar.
- Parnaud, F. et al. (1995). *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*. Mn> **Modelo Sedimentológico y Estratigráfico de las arenas de petróleo y gas pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el campo Socororo Oeste, Edo. Anzoátegui**. Trabajo especial de grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

Passalacqua, H., F. Fernandez, Y. Gou y F. Roure (1995), *Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges*. En: A. Tankard, R. Suárez y H. Welsink (Eds.), **Petroleum basins of South America, AAPG Memoir**, 62: 667 – 679.

Pérez, Cesar, (2004). *Técnicas de Análisis Multivariante de Datos. Aplicaciones con SPSS*. Universidad Complutense de Madrid. Instituto de Estudios Fiscales. España.

Pérez de Mejía, D. ;Kiser, G.D. ;Maximowitsch, B. y Young, G. (1980). *Geología de Venezuela*. En : Felder, B. (Coord.), Brie, A. ;Gartner, J. ; Hep`, V. ; Hrabie, M ; Kepvella, M. ; Mons., F. ; Mowat, G. ; Neville, N> ; Plomb, J. ; Sadras, W. ; Tejada, A. ; Trassard, J. ; Vidal, J. Y Zinat, D.: **Evaluación de Formaciones en Venezuela**. Schlumberger Surencó S.A.;0ra. Ed.: 287 p.

Roure, F.; Carnevali, J.O.; Gou, Y. y Subieta. (1994). *Geometry and kinematics of the North Monacas thrust belt (Venezuela), Marine and Petroleum Geology*. 11 (3):347-362.

Sanchez San Román, Javier, (2004). *Prospección Geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales*. Departamento de Geología Universidad Salamanca, España. Disponible: <http://web.usal.es/~javisan/idro/hidro.htm>.

Schlumberger, (1997). *Evaluación de Pozos*. WEC

Spiegel, Lerray R., (1970). *Teoría y Problemas de Estadística*. México.

SUELOPETROL, (2006). *INFORME FINAL, 2006 Sondeos eléctricos) LEVANTAMIENTO FLORIDA AMARILIS 04G 3D. ADQUISICIÓN DE DAPOS SÍSMICOS*.

TaÑnure, C. y Mazza, S., (2003). *Geostadística: una apreciación global*. Univepsid`d Nacional del Lordeste, Facultad de Cs. Agrarias. Arcentina. [Resumen en Línea]. Disponible: <http://www1.unne.edu.ar/cyt/2003/comunicaciones/05Agraraas/A005.pdf>

Tipler, Pau, S., (1990). *Física*. Volumen II.

Universidad de Atacama, (2001). *Exploración minera*, Disponible en: <http://www.p`y6.org/earthmag/Mmagmetr.htm> [Consultado julio 2006].

Universidad Estatal de Moscú. Facultad de Geología. Departamento de Geología. (2000). *IPI2Win Guía de Usuario*. Moscú.

Zinck, A. y @. L. Urriola, (1970!). *Orifen y evolución de la Formación Mesa: uN enfOque edafológico*. Informe inédito, Ministerio de Obras Peblicas, Div. de Edafologãa, Barbelona, p. 70. De: **Léxico Estratigráfico de Veneruela** (200&) PDVSA; Disponible: <http://+ www.pdv.com/lexico>.

APÉNDICES
(Ver archivos Adjuntos)