

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**APLICACIÓN DE LA INVERSIÓN CONJUNTA DE DATOS
SÍSMICOS Y DE RESISTIVIDAD PARA LA GENERACIÓN
DE IMÁGENES DE ALTA RESOLUCIÓN EN LA
CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA

VICTOR EDUARDO INFANTE PACHECO

LINARES, NUEVO LEÓN

JULIO DE 2008.



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**APLICACIÓN DE LA INVERSIÓN CONJUNTA DE DATOS
SÍSMICOS Y DE RESISTIVIDAD PARA LA GENERACIÓN
DE IMÁGENES DE ALTA RESOLUCIÓN EN LA
CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA**

Elaborada por

VICTOR EDUARDO INFANTE PACHECO

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta

LINARES, NUEVO LEÓN

JULIO DE 2008.



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

APLICACIÓN DE LA INVERSIÓN CONJUNTA DE DATOS SÍSMICOS Y DE RESISTIVIDAD PARA LA GENERACIÓN DE IMÁGENES DE ALTA RESOLUCIÓN EN LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

Elaborada por

VICTOR EDUARDO INFANTE PACHECO

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE TITULACIÓN

Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta
Director de Titulación

Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado
Co-Director de Titulación

Dr. Ignacio Navarro de León
Co-Director de Titulación

LINARES, NUEVO LEÓN

JULIO DE 2008.

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal, y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

Victor Eduardo Infante Pacheco

Linares, Nuevo León, México, Julio de 2008.

DEDICATORIA PERSONAL:

AGRADECIMIENTO PERSONAL:

A la Universidad Autónoma de Nuevo León a través de la Facultad de Ciencias de la Tierra que con su apoyo hizo posible los estudios para alcanzar este grado académico.

Al la División de Ciencias de la Tierra del CICESE por su apoyo recibido durante mi estancia en la Institución, al brindarme todas las facilidades y apoyo económico. Asimismo a sus profesores.

Agradezco al CONACYT por su apoyo, al otorgarme la beca durante los estudios de maestría; esperando corresponder de una manera práctica a mi país.

A mi amigo y compañero, el Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta por contribuir y asesorar este trabajo. Así mismo, por su apoyo moral y económico, que finalmente ha llegado a ser una realidad.

De igual manera, al Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado por su apoyo y asesoría en la realización de éste trabajo, pero principalmente por su amistad invaluable.

A mi amigo y compañero, el Dr. Ignacio Navarro de León por su apoyo y ser parte del comité de tesis.

Mi reconocimiento y gratitud a la profesora Manuelita M. González por sus consejos y apoyo en los detalles correspondientes al idioma inglés.

De manera especial a mis amigos, los cuales forman parte operativa de mi facultad (profesores y personal de apoyo) por formar parte de la convivencia y experiencias adquiridas durante mi estancia en los estudios de maestría.

Por último, mi reconocimiento a los alumnos de la Facultad de Ciencias de la Tierra por su dedicación y esfuerzo por lograr sus metas académicas.

ÍNDICE

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	<i>ii</i>
LISTA DE TABLAS	<i>vi</i>
RESUMEN	<i>vii</i>
ABSTRACT	<i>viii</i>
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES	1
1.1.1 Inversión Conjunta de Datos no Correlacionados	3
1.1.2 Trabajos Previos	5
1.2 HIPÓTESIS	6
1.3 OBJETIVO	7
1.4 METAS	8
1.4.1 Resistividad	8
1.4.2 Sísmica	9
1.4.3 Inversión de Datos	9
CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA	10
2.1 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	10
CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA	13
3.1 MÉTODO SÍSMICO	13
3.1.1 Teoría de ondas sísmicas	14
3.1.1.1 Elasticidad	14
3.1.1.2 Esfuerzo y Deformación	14
3.1.1.3 Ondas elásticas	16
3.1.1.4 Tipos de Ondas Sísmicas	16
3.1.1.4.1 Ondas Internas o de Cuerpo	16
3.1.1.4.2 Ondas Superficiales	18
3.1.1.5 Velocidades de las Ondas Sísmicas	19
3.2 MÉTODO GEOELÉCTRICO	23
3.2.1 Propiedades electromagnéticas de las rocas	25
3.2.1.1 Resistividad de las Rocas (ρ)	26
3.3 METODOLOGÍA DE INVERSIÓN CONJUNTA	30
3.3.1 Definición de la Función Cross-Gradients de Resistividad-Velocidad	30
CAPITULO 4 TRABAJO DE CAMPO	39
4.1 EQUIPO GEOFÍSICO	39
4.1.1 Equipo de Resistividad	39
4.1.2 Sismógrafo	40

4.2	ADQUISICIÓN DE DATOS EN LA LÍNEA 1	42
4.2.1	Sondeos Eléctricos Verticales	42
4.2.2	Perfil Sísmico	45
4.3	ADQUISICIÓN DE DATOS EN LA LÍNEA 2	47
4.3.1	Sondeos Eléctricos Verticales	47
4.3.2	Perfil Sísmico	48
CAPÍTULO 5 INVERSION DE DATOS DE RESISTIVIDAD Y SÍSMICA DE REFRACCIÓN		50
5.1	INVERSIÓN SEPARADA	50
5.1.1	Inversión Línea 1	52
5.1.2	Inversión Línea 2	58
5.2	INVERSIÓN CONJUNTA	59
5.2.1	Inversión Línea 1	59
5.2.2	Inversión Línea 2	73
CAPÍTULO 6 ANÁLISIS DE RESULTADOS DE LAS INVERSIONES		75
6.1	ANÁLISIS DE LA INVERSIÓN SEPARADA	75
6.1.1	Análisis de la Línea 1	75
6.1.2	Análisis de la Línea 2	80
6.2	ANÁLISIS DE LA INVERSIÓN CONJUNTA	82
6.2.1	Análisis de la Línea 1	82
6.2.2	Análisis de la Línea 2	91
6.3	ANÁLISIS DE LAS FIRMAS GEOFÍSICAS	95
6.3.1	Firmas Geofísicas Obtenidas por Medio de Inversión Separada	95
6.3.2	Firmas Geofísicas Obtenidas por Medio de Inversión Conjunta	97
6.4	ANISOTROPÍA	100
CAPÍTULO 7 INTERPRETACIÓN		104
7.1	VISUALIZACIÓN INTEGRAL DE LOS MODELOS DE RESISTIVIDAD Y VELOCIDAD SÍSMICA	104
7.2	CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA	105
7.2.1	Clasificación Litológica de la Línea 1	106
7.2.2	Clasificación Litológica de la Línea 2	108
7.3	IMAGEN ESPECTRAL DE RESISTIVIDAD Y VELOCIDAD SÍSMICA	110
7.4	CORRELACIÓN ENTRE LAS IMÁGENES DE INVERSIÓN CONJUNTA, CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA Y DATOS DE POZO EN LA LÍNEA 2.	111
7.5	CARACTERIZACIÓN ANALÍTICA DE LA LITOLOGÍA SOMERA.	114
CAPÍTULO 8 DISCUSIÓN		119
CAPÍTULO 9 RESULTADOS Y CONCLUSIONES		120
BIBLIOGRAFÍA		123
ANEXO I	<i>Datos de resistividad correspondientes a los Sondeos Eléctricos Verticales de las líneas 1 y 2.</i>	

ANEXO II *Curvas Geoeléctricas de la línea 1*

ANEXO III *Curvas Geoeléctricas de la línea 2*

ANEXO IV *Datos Sísmicos línea 1*

ANEXO V *Datos Sísmicos línea 2*

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Fig. 2-1 Mapa que muestra la ubicación del área de estudio en la Facultad de Ciencias de la Tierra, en el Municipio de Linares, Nuevo León.	11
Fig. 3-1 Ilustración esquemática del método sísmico de refracción. Se tiene la curva tiempo de viaje (superior), así mismo se muestra los rayos sísmicos en un medio de tres capas (inferior) (Burguer, 1992).	13
Fig. 3-2 Gráfica esquemática que muestra la relación esfuerzo deformación de materiales.	15
Fig. 3-3. Propagación de las ondas <i>P</i> (Bolt, 1993).	17
Fig. 3-4. Propagación de las ondas <i>S</i> (Bolt, 1993).	17
Fig. 3-5. Propagación de las ondas <i>Rayleigh</i> (Bolt, 1993).	18
Fig. 3-6. Propagación de las ondas <i>Love</i> (Bolt, 1993).	19
Fig. 3-7 Muestra la fuente en el punto A de la malla y los ocho puntos en el cuadro alrededor del punto A (tomado de Vidale, 1988).	20
Fig. 3-8. Ilustración esquemática del método de resistividad de inyección de corriente eléctrica DC. AB son electrodos de corriente y MN son los de potencial. También se muestra el porcentaje de corriente total que penetra a la profundidad de la línea (Burguer, 1992).	23
Fig. 3-9 a). 1D, Modelo Unidimensional. En donde la resistividad (ρ) es homogénea en <i>XY</i> . y heterogénea en <i>Z</i> . b). 2D, Modelo Bidimensional. En donde la resistividad (ρ) es homogénea en <i>Y</i> . y heterogénea en <i>X</i> y <i>Z</i> . c). 3D, Modelo Tridimensional. ρ es heterogénea en <i>X</i> , <i>Y</i> , <i>Z</i> .	25
Fig. 3-10 Ejemplificación de un medio homogéneo (roca) con inclusiones esféricas, uno con resistividad ρ_1 (poros conteniendo agua) y otro con una resistividad distinta ρ_2 (modificado de Orellana, 1982).	26
Figura 3-11. Muestra la configuración electródica Schlumberger, la cual se utilizó en la toma de datos de resistividad en este trabajo. Además muestra las distancias de los electrodos (modificado de Burguer, 1992).	28
Fig. 3-12 Ilustración que muestra la retícula básica 2-D utilizada para representar los modelos del subsuelo. El esquema de tres-celdas usado para definir la versión discreta de <i>Gradientes Cruzados</i> en cualquier posición de celda en el modelo es también representado (Gallardo y Meju, 2004.)	34
Fig. 3-13 Ilustración que muestra la definición de la función de resistividad-velocidad de <i>Gradientes Cruzados</i> y sus derivadas en un dominio de retícula rectangular, para una retícula 2D extendida en las direcciones <i>x z</i> , con cada elemento caracterizado de la retícula por el logaritmo de resistividad m_r , y la lentitud sísmica m_s , la función <i>t</i> está definida en el centro de un elemento dado(marcado con <i>x</i>) considerando los parámetros de dos elementos que están en contacto, a su derecha (subindicado con <i>r</i>) y por debajo (subindicado con <i>b</i>) (Gallardo y Meju, 2003).	35
Fig. 3-14 Diagrama de flujo mostrando la secuencia de procesamiento del algoritmo (Gallardo, 2004).	38
Fig. 4-1 Equipo geofísico de resistividad Campus, utilizado en la toma de datos.	41

Fig. 4-2 Muestra el sismógrafo Seistronix RAS-24 utilizado en la toma de datos.	41
Fig. 4-3 Toma de datos de resistividad en el sondeo eléctrico vertical No. 26.	42
Fig. 4-4 Ubicación de los puntos de medición en las líneas 1 y 2.	43
Fig. 4-5 Lecturas de resistividad y curva geoelectrica obtenidas en el sondeo eléctrico vertical No. 1.	44
Fig. 4-6 Tiempos de viaje de las ondas P , para la línea No. 1.	45
Fig. 4-7 Muestra los cuatro sismogramas que corresponden a los segmentos (a, b, c y d) de cada una de las sección de la línea 1.	46
Fig. 4-8 Muestra parte de la toma de datos sísmicos en la línea 1. Aquí se puede apreciar el punto de tiro con el mazo, ubicado en el punto cero al norte de la línea 1.	46
Fig. 4-9 Muestra la realización de uno de los sondeos eléctricos verticales en la línea 2.	47
Fig. 4-10 Lecturas de resistividad y curva geoelectrica obtenidos en el sondeo eléctrico vertical No. 1B.	48
Fig. 4-11 Tiempos de viaje de ondas P , para la línea No 2.	49
Fig. 4-12 Muestra los dos sismogramas que corresponden a los segmentos (a y b) de la línea 2.	49
Fig. 5-1 Modelo discretizado del subsuelo de la Línea 1.	51
Fig. 5-2 Modelo inicial de resistividad para el procesamiento de los datos en la línea 2.	51
Fig. 5-3 Muestra el modelo sísmico inicial, así como la trayectoria de los rayos sísmicos que se espera tener en el subsuelo de la línea 1.	52
Fig. 5-4 Datos de resistividad con su inversión separada (parte superior). Asimismo, datos sísmicos (tiempos de primeros arribos) con su inversión separada (velocidades sísmicas).	53
Fig. 5-5 Residual de resistividad observado en la línea 1.	55
Fig. 5-6 Residuales de tiempos de primeros arribos observados en la línea 1.	55
Fig. 5-7 Muestra cuatro pruebas de inversión separada, utilizando diferente valor del factor de suavizamiento de los modelos.	57
Fig. 5-8 Modelos obtenidos de la inversión separada de la línea 2.	58
Fig. 5-9 Muestra las gráficas de los datos de campo de la línea 1 que se tomaron para las diferentes pruebas de inversión conjunta.	59
Fig. 5-10 Muestra el desarrollo en secuencia de los modelos de resistividad y sísmica, de acuerdo a como se van ajustando los datos.	60
Fig. 5-11 Modelos de resistividad y de velocidades sísmicas generados en la prueba CONJ 05.	62
Fig. 5-12 Muestra los diferentes modelos obtenidos durante el proceso de la inversión conjunta cuando se asignan valores muy ajustados a los datos observados.	63
Fig. 5-13 Se muestra el desarrollo secuencial de los modelos obtenidos en la prueba CONJ07.	65
Fig. 5-14 Prueba CONJ 08 en donde se asignó un valor muy bajo de resistividad en la zona anómala para aislar ésta y que no influya tanto en el modelo de sísmica.	66
Fig. 5-15 Prueba CONJ 09, en la que se muestra el desarrollo secuencial de los modelos de resistividad y sísmica, bajo las condiciones de restricción dadas.	69

Fig. 5-16 Prueba CONJ 10, en la cual apreciemos los modelos generados bajo la suposición de no existir la zona anómala de baja resistividad.	70
Fig. 5-17 Prueba CONJ 11, en la que se puede apreciar los modelos eléctrico y sísmico generados con todas las restricciones y consideraciones.	72
Fig. 5-18 Muestra los modelos obtenidos en la inversión conjunta de la línea 2.	74
Fig. 6-1 Muestra los valores residuales de resistividad en cada una de las pruebas realizadas en la inversión separada para la línea 1.	76
Fig. 6-2 Muestra los valores de los residuales sísmicos obtenidos en las primeras cuatro pruebas realizadas por inversión separada (SEP 01, SEP 02, SEP 03 y SEP 04).	78
Fig. 6-3 Muestra el comportamiento de las trayectorias de los rayos sísmicos calculados de la línea 1 por medio de inversión separada.	79
Fig. 6-4 Muestra los valores de los residuales de resistividad en la línea 2.	80
Fig. 6-5 Muestra la comparación de los valores residuales de los primeros arribos del modelo sísmico obtenido por inversión separada de la línea 2.	81
Fig. 6-6 Muestra las trayectorias calculadas de los rayos sísmicos para el modelo obtenido por medio de inversión separada en la línea 2.	81
Fig. 6-7 Muestra los modelos de resistividad (Izq.) y sus correspondientes modelos de valores residuales de resistividad (Der.)	84
Fig. 6-8 Muestra los vectores de los gradientes de resistividad calculados en la línea 1.	85
Fig. 6-9 Muestra los valores residuales de los primeros tiempos de arribo obtenidos en las pruebas CONJ04, CONJ05, CONJ07, CONJ08 y CONJ11.	87
Fig. 6-10 Muestra las trayectorias de los rayos sísmicos de la línea 1, de acuerdo con los resultados obtenidos con la inversión conjunta.	89
Fig. 6-11 Muestra los vectores de los gradientes de velocidad sísmica de la línea 1.	90
Fig. 6-12 Muestra la imagen de los valores residuales de resistividad en la línea 2.	91
Fig. 6-13 Muestra los vectores de los gradientes de resistividad en la línea 2.	92
Fig. 6-14 Residuales de los tiempos de arribo calculados para la línea 2.	92
Fig. 6-15 Muestra las trayectorias de los rayos sísmicos para la línea 2.	93
Fig. 6-16 Muestra los vectores de los gradientes de las velocidades sísmicas.	94
Fig. 6-17 Muestra la firma geofísica de la línea 1, obtenida por medio de la inversión separada en la prueba SEP 04.	96
Fig. 6-18 Muestra la firma geofísica de la línea 2, obtenida por medio de la inversión separada en la prueba SEP 01.	97
Fig. 6-19 Firma geofísica de la línea 1, obtenida por inversión conjunta en la prueba CONJ11. Los grupos I, VII y VIII se correlacionan con sedimentos no consolidados como arcillas gravas y arenas ubicados a poca profundidad de la superficie; el resto de los grupos son sedimentos consolidados que se correlacionan con lutitas bajo condiciones físicas diferentes, el grupo III se correlacione con la anomalía de resistividad.	98
Fig. 6-20 Firma geofísica de la línea 2, obtenida por inversión conjunta en la prueba CONJ02. Los grupos I, III, VI y VII se correlacionan con sedimentos no consolidados como arcillas gravas y arenas ubicados a poca profundidad de la superficie; El grupo II se correlaciona con una zona de intemperización de las lutitas, los grupos IV y V son sedimentos consolidados correlacionados con lutitas bajo condiciones físicas diferentes.	99

Fig. 6-21 Muestra las dos firmas geofísicas obtenidas en el área de estudio. Línea 1 lado izquierdo y la línea 2 en el lado derecho de la figura.	100
Fig. 6-22 Muestra la gráfica de las firmas antes de la corrección (izq.) y después de la corrección por anisotropía (der.).	101
Fig. 6-23 Muestra los resultados de las mediciones de resistividad para observar el efecto de anisotropía eléctrica (Infante-Pacheco, 1991). Nota: Las líneas Azul y roja representa la dirección de las líneas 1 y 2 realizadas para éste trabajo.	103
Fig. 7-1 Presenta la visualización de los modelos de resistividad de las líneas 1 y 2.	104
Fig. 7-2 Visualización de los modelos de velocidades sísmicas de las líneas 1 y 2.	105
Fig. 7-3 Muestra la ubicación espacial de cada grupo dentro del modelo de resistividad en la línea 1.	106
Fig. 7-4 Muestra la ubicación espacial de cada grupo dentro del modelo de velocidades sísmicas en la línea 1.	107
Fig. 7-5 Muestra la distribución de los diferentes grupos encontrados en la firma geofísica dentro del modelo de resistividad de la línea 2.	109
Fig. 7-6 Muestra la distribución de los diferentes grupos encontrados en la firma geofísica dentro del modelo sísmico de la línea 2.	109
Fig. 7-7 Imagen geoespectral, en donde se combina de manera simultanea la resistividad y la sísmica para proporcionar una imagen en la cual es posible visualizar las diferentes unidades litológicas presentes. Las unidades 1, 2, 3 y 4 están constituidas por sedimentos no consolidados de arcillas, arenas y gravas, la unidad 4 presenta contenido de agua y humedad. La unidad 5 es una zona transicional en donde se tiene intemperismo de las lutitas y la unidad 6 son lutitas sanas.	110
Fig. 7-8 Modelo de resistividad de la línea 2 con la información de los dos pozos.	111
Fig. 7-9 Ampliación del modelo de resistividad, en donde se aprecia la estratigrafía de los dos pozos geotécnicos realizados en la línea 2.	111
Fig. 7-10 Modelo sísmico de la línea 2 con la información de los dos pozos.	112
Fig. 7-11 Ampliación del modelo sísmico, en donde se aprecia la estratigrafía de los dos pozos geotécnicos realizados en la línea 2.	112
Fig. 7-12 Muestra la respuesta resistiva y sísmica ante el cambio de las características petrofísicas de los estratos.	114
Fig. 7-13 Firma geofísica de la línea 2, en la cual se realizó la caracterización analítica de la litología somera.	115
Fig. 7-14 Ampliación de la figura 7-13, se observa cuando cambian las líneas rectas de las unidades litológicas a curvas.	118

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 4-1 Especificaciones técnicas del equipo Seistronix RAS-24.	40
Tabla 7-1 Muestra los datos del pozo 1, así como los valores de resistividad y velocidad sísmica obtenidos de la inversión conjunta.	113

RESUMEN

En este trabajo se utilizó la Inversión Conjunta de datos sísmicos de refracción y de resistividad, para correlacionar datos geofísicos, hidrogeológicos y de pozo en dos perfiles. Los datos de resistividad y sísmica de refracción fueron obtenidos en la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, de Linares N. L., México. Las imágenes de alta resolución de sísmica y resistividad proporcionaron la geometría del subsuelo del sitio.

Cuatro unidades litológicas fueron identificadas en los primeros 30 m de profundidad: Limos con espesores pequeños (0.30 m) con velocidades de V_p menores a 400 m/s y valores de resistividad de 10 a 16 ohm-m. Aluvión (depósitos Cuaternarios) con espesor de 2 a 4 m, con tres sub-unidades. La sub-unidad 1, está compuesta por arcilla arenosa con velocidades de 450 a 700 m/s para V_p y resistividad de 20 a 35 ohm-m. La sub-unidad 2, está compuesta por arcilla arenosa con nódulos de caliche con velocidades de 700 a 800 m/s para V_p y resistividad de 16 a 35 ohm-m. La sub-unidad 3, compuesta por arcillas con gravas y nódulos de caliche y material calcáreo, con velocidades V_p de 300 a 550 m/s y resistividades de 50 a 150 ohm-m. Una zona de degradación de las lutitas de la Formación Méndez con espesor de 3 m, formada por arcilla arenosa y láminas de lutita, con velocidades V_p de 850 a 2000 m/s y resistividades de 50 a 80 ohm-m. Finalmente la Formación Méndez con velocidades V_p de 2000 a 4000 m/s y resistividades de 80 a 90 ohm-m.

Asimismo una zona de saturación de agua en la base del aluvión, encima de la degradación de las lutitas de la Formación Méndez con velocidades V_p de 800 a 1000 m/s y resistividades de 35 a 50 ohm-m. La firma geofísica de cada línea, (gráfica de resistividad-velocidad) mostró el comportamiento de los datos geofísicos con los cambios petrofísicos de las unidades litológicas.

Se observó que las variaciones de los valores de resistividad se asocian principalmente al contenido de minerales. Asimismo, las variaciones de velocidad con factores físicos de la materia como densidad, presión y porosidad.

ABSTRACT

In this work, Joint Inversion of seismic refraction and resistivity data was used, to correlate geophysical, hydrological and well data in two profiles. The resistivity and seismic refraction data was obtained at the Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, in Linares, N.L., Mexico. Seismic and resistivity high resolution imaging yield the underground geometry of the site.

Four lithologic units were identified within the first 30 m: silts with small thickness (0.30 m.), and V_p waves velocities less than 400 m/s and resistivity values between 10 and 16 ohm-m; Alluvium (Quaternary deposits) with thickness of 2 to 4 m, with three sub-units inside; sub-unit 1 is composed of sandy clay with velocities of 450 – 700 m/s for V_p waves and resistivity of 20 – 35 ohm-m; sub-unit 2 is composed of sandy clay with caliche nodules with velocities of 700 – 800 m/s for V_p waves and resistivity of 16 – 35 ohm-m; sub-unit 3 is composed of clays with gravels and caliche nodules and calcareous material with velocities of 300 – 550 m/s for V_p waves and resistivity of 50 – 150 ohm-m. A degradation shale zone from the Mendez Formation, with thickness of 3 m, composed of sandy clay and shale ledges with velocities of 850 – 2000 m/s for V_p waves and resistivity of 50 – 80 ohm-m. Finally, the Mendez Formation with V_p wave velocities of 2000 – 4000 m/s and 80 – 90 ohm-m of resistivity.

Also, a water saturation area, located at the base of the alluvium, above the degradation Mendez Formation shale, with velocities of 800 – 1000 m/s and 35 – 50 ohm-m resistivity. The geophysical signature of each line (resistivity-velocity graph) showed geophysical data behavior with petrophysical changes of the lithological units.

It was observed that the variations of resistivity are associated mainly to mineral percentage. On the other hand, velocity changes are linked to matter physical factors, such as density, pressure and porosity.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

La necesidad de proporcionar imágenes geofísicas con una mejor resolución y alto detalle del subsuelo, ha alcanzado una relevancia extraordinaria como apoyo a las actividades de desarrollo económico, esto es perceptible en la industria minera, petrolera, ingeniería civil, ambiental, entre otras. Desde los inicios de la exploración geofísica, su propósito ha sido proporcionar una visión de las estructuras del subsuelo a partir de su ubicación espacial, forma limitante e información de los materiales que lo conforman.

La integración de métodos geofísicos, planteó la observación de resultados de las diferentes metodologías utilizadas de forma individual, y posteriormente integrar esos resultados para llegar a un modelo único que pudiera satisfacer de manera más completa los requerimientos exigidos. Sin embargo, al paso del tiempo se ha observado aún discrepancias al respecto.

Existen varias maneras de interpretar los datos geofísicos medidos. Una de ellas es el *modelado directo*, el cual consiste en proponer un modelo geofísico asignando diferentes valores, tal como densidades, resistividades, velocidades sísmicas de las rocas entre otras. Asimismo, asignando espesores y profundidades, etc.

En base al modelo propuesto, se reproducirá la respuesta geofísica que generaría dicho modelo; es decir, los valores teóricos que generaría ese modelo. En un proceso iterativo el modelo se mejora al comparar los valores teóricos y los valores reales medidos en campo de manera sucesiva hasta alcanzar una similitud entre ambos valores (teórico y real).

Ahora bien, el *modelado inverso*, consiste en generar el modelo geofísico a partir de los valores geofísicos medidos en campo y cuyo procesamiento genera un modelo geofísico que se ajuste a los valores geofísicos medidos, generalmente este proceso se realiza iterativamente,

comparando los valores tomados en campo y los valores teóricos de la respuesta geofísica; cuando los valores teóricos y reales alcanzan una buena similitud, el proceso termina, obteniéndose el modelo óptimo.

Los modelos geofísicos generados por inversión geofísica individual, mapean la distribución de la propiedad física analizada, el problema que resulta de esto, es por un lado la no unicidad de la solución y la sensibilidad de la propiedad física medida para caracterizar el objeto de estudio y para generar el mapa de la distribución de la propiedad física lo más cercano a la realidad.

También es posible realizar *modelado conjunto*, lo cual se realiza frecuentemente con datos gravimétricos y magnéticos. El análisis tradicional de un conjunto de varios datos geofísicos se le ha dado el término de *interpretación integrada* cuyo análisis envuelve tradicionalmente mucho procesado, modelado e interpretación subjetiva con el fin de desarrollar un modelo geológico consistente con los distintos datos geofísicos obtenidos. Un método el cual automatiza algunos de estos procesos es el de inversión por Mínimos Cuadrados, este procedimiento modifica un grupo de parámetros iniciales de un modelo en orden de encontrar los datos observados. La inversión por Mínimos Cuadrados es descrita en muchos artículos incluyendo a Jackson (1972), Wiggins (1972), Jupp y Vozoff (1975), y Lines y Treitel (1984).

Es así como surgen distintos términos utilizados dentro del modelado inverso, por ejemplo, Lines *et al.* (1988) define la *inversión cooperativa* como la estimación del modelo del subsuelo el cual es consistente con varios grupos de datos geofísicos independientes. Así mismo, define que dentro de la definición de *inversión cooperativa* puede incluirse ambas *inversión conjunta* o *inversión secuencial* (Lines *et al.*, 1988).

El modelado inverso es el que ha permitido trabajar de manera satisfactoria en forma individual o con más de un método geofísico en la resolución de problemas geológicos. Es así como surge el concepto de *inversión conjunta*. Por ejemplo, Faust (1953), Rudman *et al.* (1975), Marquis y Hyndman (1992), Eberhart-Phillips *et al.* (1995), entre otros.

De manera teórica, contar con mayor información geofísica debe reducir la incertidumbre del modelo geofísico. Por lo que, para mejorar la precisión de un modelo geofísico particular, es necesario contar con una cantidad complementaria de datos y restricciones. En este sentido, el hecho de realizar una inversión conjunta de datos geofísicos deberá generar soluciones con menor grado de incertidumbre que la inversión de un solo parámetro.

1.1.1 Inversión Conjunta de Datos no Correlacionados

El centro de la interpretación de múltiples datos geofísicos de diferentes propiedades físicas (resistividad, velocidad sísmica, densidad, susceptibilidad magnética, etc.) es el concepto de la *inversión conjunta*.

Este concepto ha sido recurrentemente utilizado en la literatura, por ejemplo, Vozoff y Jupp (1975), Lines *et al.* (1988), Zhang y Morgan (1996), Haber y Oldenburg (1997), Berge *et al.* (2000), Gallardo *et al.* (2003), aplicándose igualmente a la inversión de datos correlacionados y no correlacionados asumiendo un rango de características comunes entre los modelos geológicos (Lines *et al.*, 1988). En lo que respecta a este trabajo, la inversión conjunta se realizó a la estimación simultánea de modelos similares de datos geofísicos de resistividad y de ondas sísmicas (primeros arribos de ondas *P*).

La esencia de la definición de inversión conjunta, es el concepto de similaridad entre los modelos (Meju y Gallardo, 2003). En este caso, de mediciones generalizadas consistentes, una o más características pueden ser consideradas como comunes para cualquier par de modelos particulares, y ser utilizadas para realizar la inversión conjunta. Asimismo, la aproximación se puede realizar por (i) aproximación estructural (o geométrica) y (ii) aproximación petrofísica.

- i. La inversión conjunta mediante la aproximación estructural.

Para la aproximación estructural, el factor de correlación es la distribución de las propiedades físicas del subsuelo. Basándose en la configuración de los modelos geofísicos

utilizando un grupo de cuerpos finitos con fronteras definidas y asumiendo la coincidencia completa de sus fronteras, por ejemplo gravedad, campo magnético y sísmica, (Afnimar *et al.*, 2002; Ditmar, 2002; Gallardo y Meju, 2003, 2004).

ii. La inversión conjunta mediante la aproximación petrofísica.

La aproximación petrofísica se basa en la suposición de ambientes geológicos específicos, múltiples parámetros geofísicos pueden correlacionarse vía física o relaciones empíricas. Como ejemplo de estos trabajos podemos mencionar los realizados por: Natale *et al.* (2004), Roecker *et al.* (2004), Birch (1961), así mismo como el factor de porosidad, contenido en las ecuaciones de Archie y Wyllie (Archie, 1942; Wyllie *et al.*, 1956).

Como se ha mencionado, el uso de varios métodos geofísicos permite obtener una mejor solución del objeto de estudio. Por otro lado, para cada método geofísico se conocen sus ventajas y desventajas, por lo que el uso de varios métodos genera que exista un complemento entre ellos, esto es, un método ayuda a visualizar lo que el otro no. Por ejemplo, los métodos sísmicos generan importante información sobre las velocidades de los materiales cercanos a la superficie a partir de las velocidades y los tiempos de arribo, se pueden generar geometrías del subsuelo y obtener propiedades petrofísicas del mismo, tales como densidad (δ), compresibilidad o módulo volumétrico (k), rigidez elástica (μ) y porosidad (ϕ) entre otras. Por otro lado, con los métodos eléctricos, el conocimiento de la geometría y litología del subsuelo se obtiene a través de la resistividad, otra propiedad petrofísica que se encuentra ligada con la porosidad y la permeabilidad del medio (Rudman *et al.*, 1975).

La metodología de refracción sísmica es muy utilizada para la determinación del basamento geotécnico en exploración somera y la información generada por esta metodología puede ser aproximada a la realidad, sin embargo, el método falla cuando en el subsuelo existen capas ocultas o de baja velocidad. En este caso, si el medio está compuesto de tres capas, la solución encontrada por refracción sísmica, será un modelo de dos capas. En caso contrario, los métodos eléctricos de resistividad no son afectados por la presencia de capas ocultas por lo que, la información generada por este método complementa al modelo sísmico (Burger, 1992).

Además de estas ventajas al utilizar métodos aparentemente diferentes, se ha reportado que existe una relación entre eléctrica y sísmica. Faust (1953) y Rudman *et al.*, (1975) mencionan que la correlación entre observaciones eléctricas y sísmicas es la porosidad. Si estos métodos, como se ha visto son complementarios, el uso de inversión conjunta permitirá llegar a modelos geológico-geofísicos cada vez más cercanos a la realidad. Recientemente, se ha encontrado una buena correlación en la aplicación de la inversión conjunta de datos sísmicos y de resistividad para la generación de imágenes de alta resolución en la caracterización de geometrías; esto es, estructuras geológicas (Meju *et al.*, 2003; Gallardo y Meju, 2003, 2004).

Este trabajo se enfocó en la caracterización del subsuelo, por medio de la utilización de datos de resistividad eléctrica y datos sísmicos de refracción para realizar la inversión conjunta. Sin embargo, existen otros trabajos en donde han aplicado la inversión conjunta utilizando datos geofísicos, como radar de penetración del subsuelo e hidrológicos (Kowalsky *et al.*, 2006), ó en los que han utilizado datos de resistividad eléctrica de pozo a pozo y radar de penetración del subsuelo (Linde *et al.*, 2006).

1.1.2 Trabajos Previos

En el área cercana a la ciudad de Linares, N. L., se han desarrollado diversos estudios utilizando métodos eléctricos y de sísmica de refracción, como por ejemplo, podemos citar a Infante Pacheco (1991), que realizó la toma de datos de resistividad, electromagnética y sísmica de refracción con la finalidad de determinar los métodos más adecuados para el estudio del agua subterránea en la zona. El concluyó que una combinación de los métodos eléctricos (sondeos y perfiles eléctricos, así como perfiles electromagnéticos) conducen a una solución óptima, que cada método individual. Rodríguez García (1991), realizó un estudio geofísico del área del Baño San Ignacio por medio del método eléctrico en el cual se efectuó el modelado inverso de acuerdo a los valores de resistividad obtenidos. Hurtado Vázquez (1992), Estudió valores de conductividad encontrados en el área del Baño San Ignacio, realizó un análisis de esta distribución de valores y los relacionó con el régimen de fracturamiento que

impera en la zona. Prado Gómez (1997), realizó sondeos eléctricos verticales como una herramienta adecuada en la determinación de las estructuras formadas por los canales de gravas en la zona, asimismo generó modelos de los mismos. Piccioto Fernández (2000), realizó un análisis de tomografía sísmica en tres pozos ubicados en el campo experimental de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Con la finalidad de estudiar el comportamiento anisotrópico de las lutitas de la formación Méndez. Finalmente, Quintanilla López (2005) y Montalvo-Arrieta *et al.* (2005). A partir de mediciones de perfiles sísmicos de refracción en el municipio de Linares, obtuvieron velocidades promedio para cada tipo de roca, posteriormente efectuaron una correlación entre las diferentes velocidades y las distintas unidades geológicas de la zona, asimismo generaron un mapa de micro-zonación donde se muestra la distribución de los distintos materiales en base a la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

Sin embargo en todos estos trabajos, el procesamiento de los datos ha sido de manera individual de cada uno de los métodos geofísicos utilizados, haciendo falta un tratamiento de la inversión de los datos de manera conjunta, como el realizado en este trabajo.

1.2 HIPÓTESIS

Si se asume que la resistividad y la velocidad de las ondas sísmicas de los materiales geológicos son ambos función de la porosidad y la saturación de agua, y/o que ambos métodos son sensibles a las mismas variaciones geológicas, las cuales controlan el patrón estructural y por consiguiente la distribución de las propiedades petrofísicas, entonces podemos hacer uso de ambos métodos para caracterizar el subsuelo en un sitio de observación en la región de Linares, N. L.

En el conocimiento teórico-práctico de los métodos eléctricos y de sísmica de refracción, se ha observado una serie de relaciones empíricas en la cual existe una estrecha vinculación entre ambas metodologías. Especialmente aplicable en la generación de imágenes de alta resolución y de detalle en la caracterización hidrogeológica.

Si se considera un determinado material consolidado y cuya constitución mineralógica está definida, se observarán u obtendrán valores de resistividad y de velocidades sísmicas definidas. Ahora bien, si éste mismo material presenta un fracturamiento y los espacios libres se encuentran saturados por agua, se observará que tanto el valor de la resistividad como las velocidades sísmicas cambian. Asimismo, si el fracturamiento se incrementa, el espacio libre aumenta, haciéndose mayor el volumen de agua contenida en el material, en consecuencia los valores de resistividad y velocidades sísmicas sufrirán un cambio, que se verá reflejado tanto en los valores de resistividad, así como de sísmica.

Este fenómeno se explica por un lado, a que se sabe que el agua facilita el flujo de la corriente eléctrica. En contraste, en un material rocoso (exceptuando los metálicos) sólido el flujo de corriente es menor. Por otro lado, es conocido que un medio rocoso fracturado y en cuyos huecos existe agua, es menos rígido que un cuerpo rocoso sólido, cambiando así mismo la velocidad de propagación de las ondas sísmicas que viajan a través de él (Burger, 1992).

Asimismo, se puede suponer que según el grado de fracturamiento y la cantidad de volumen de líquido contenido en el cuerpo, será el valor de los dos parámetros mencionados (resistividad eléctrica y velocidades sísmicas, V_p y V_s), estableciéndose una relación de cambio que afecta a ambos datos. De igual manera, este fenómeno es aplicable en el caso de los materiales no consolidados, y en lugar de fracturamiento, tendremos el grado de porosidad del material no consolidado (Meju *et al.*, 2003).

En este caso, la implicación de los parámetros porosidad y saturación de agua de los materiales son factores importantes y punto de unión como factores modificadores de los valores de resistividad eléctrica y velocidades sísmicas; en este estudio aplicado a la hidrogeología.

1.3 OBJETIVO

Determinar la correlación entre eléctrica, sísmica y saturación de agua, a partir de mediciones de alta resolución en la región de Linares, N. L. mediante inversión conjunta.

1.4 METAS

1. Determinar la geometría de las unidades litológicas, estableciendo sus fronteras, definiendo su ubicación espacial, tanto en sus límites verticales como horizontales, a través de sísmica de refracción.
2. Determinar la presencia de fluidos y la geometría de las unidades litológicas presentes en el área, a partir de mediciones de resistividad.
3. Estudiar las relaciones de interdependencia entre los valores de resistividad y velocidades sísmicas de las distintas unidades litológicas existentes en la zona.

Para alcanzar las metas, se realizaron dos perfiles de refracción sísmica y eléctrica de alta resolución en el área de estudio.

1.4.1 Resistividad

Se realizaron 2 perfiles eléctricos, el primero con una longitud de 152 metros, con una penetración máxima de 30 metros. Y el segundo con una longitud de 64 metros, con una penetración hasta 10 metros.

Los perfiles eléctricos se realizaron mediante sondeos eléctricos verticales de alta resolución con toma de lecturas a cada 2 metros de espaciamiento $AB/2$ en los primeros 30 metros, posteriormente las aberturas se realizaron a cada 5 metros hasta alcanzar 60 metros de $AB/2$. La finalidad de este diseño es el poder medir los cambios de resistividad con una mayor precisión.

La distancia entre sondeos fue de 4 metros. Pensando que con esta distribución de los sondeos, se puede obtener mejor detalle las variaciones laterales en los perfiles. La configuración electródica que se utilizó fue la Schlumberger. La cual implica una geometría de 4 electrodos posicionados en una línea recta; en los cuales dos electrodos externos son de transmisión y dos internos de recepción.

1.4.2 Sísmica

En el mismo sitio de estudio se realizaron dos perfiles sísmicos de refracción, registrando velocidades de ondas *P*. La longitud de perfil 1 fue de 236 metros y para el perfil 2 su longitud fue de 64 metros. En ambos perfiles se colocaron geófonos a cada 2 metros de distancia, se realizaron tiros directos e inversos en trazas de 24 canales. Como fuente sísmica, se utilizó un mazo de 10 kilogramos el cual golpeaba a una placa de acero de 40 X 40 centímetros.

1.4.3 Inversión de Datos

Esta parte se realizó en dos etapas:

La primera consistió en efectuar la inversión de manera separada, tanto de los datos de resistividad como de los datos de los primeros arribos sísmicos.

En la segunda etapa se utilizó el algoritmo de inversión conjunta desarrollado por Gallardo (2004), basado en el cálculo de gradientes cruzados.

Asimismo, se obtuvo información geotécnica, litológica, hidrológica, porcentaje de humedad y espesores a partir de datos de dos pozos perforados en el área de estudio, los cuales fueron realizados por personal del Instituto de Ingeniería de la UANL. Y de esta manera poder correlacionar el efecto físico observado con los valores obtenidos de resistividad y velocidades sísmicas con los diferentes parámetros característicos de las rocas que influyen en estos valores.

Finalmente se analizó la información generada dentro del proyecto, así como las herramientas teórico-matemáticas disponibles en la actualidad para la generación de los modelos e imágenes más cercanas a la realidad del subsuelo.

CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA

2.1 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El trabajo se realizó en el campo experimental de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León en el municipio de Linares, N. L. localizándose en la parte Noreste de México, en la provincia fisiográfica denominada Llanura Costera del Golfo de México (Fig. 2-1), (López Ramos, 1979).

El Noreste de México presenta una secuencia sedimentaria de rocas que van del Mesozoico al Cenozoico, depositadas sobre rocas del Paleozoico (INEGI, 1999).

En el área de Linares, los afloramientos más antiguos son los correspondientes a la Formación Méndez, localizados principalmente en el norte y sur de la región de estudio (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2005).

Esta formación se presenta como una secuencia homogénea, alternando lutitas y margas de color pardo amarillento, con foliación, la estratificación es delgada y fracturamiento concoidal (INEGI, 1999).

La Formación Méndez (Cretácico superior) puede alcanzar espesores superiores a los 2000 m. Siendo extremadamente susceptible a erosionarse. Sin embargo, los sedimentos aluviales, son un poco más resistentes por estar cementados por caliche (Ruiz y Werner, 1997). A la Formación Méndez se le considera como el lecho rocoso para fines de este estudio.

Las rocas más jóvenes incluyen conglomerados (Terciario), aluvión del Cuaternario y suelos recientes, principalmente limos (Ruiz Martinez y Werner, 1997). Estos sedimentos forman terrazas y rellenos, los cuales fueron depositados sobre la Formación Méndez.

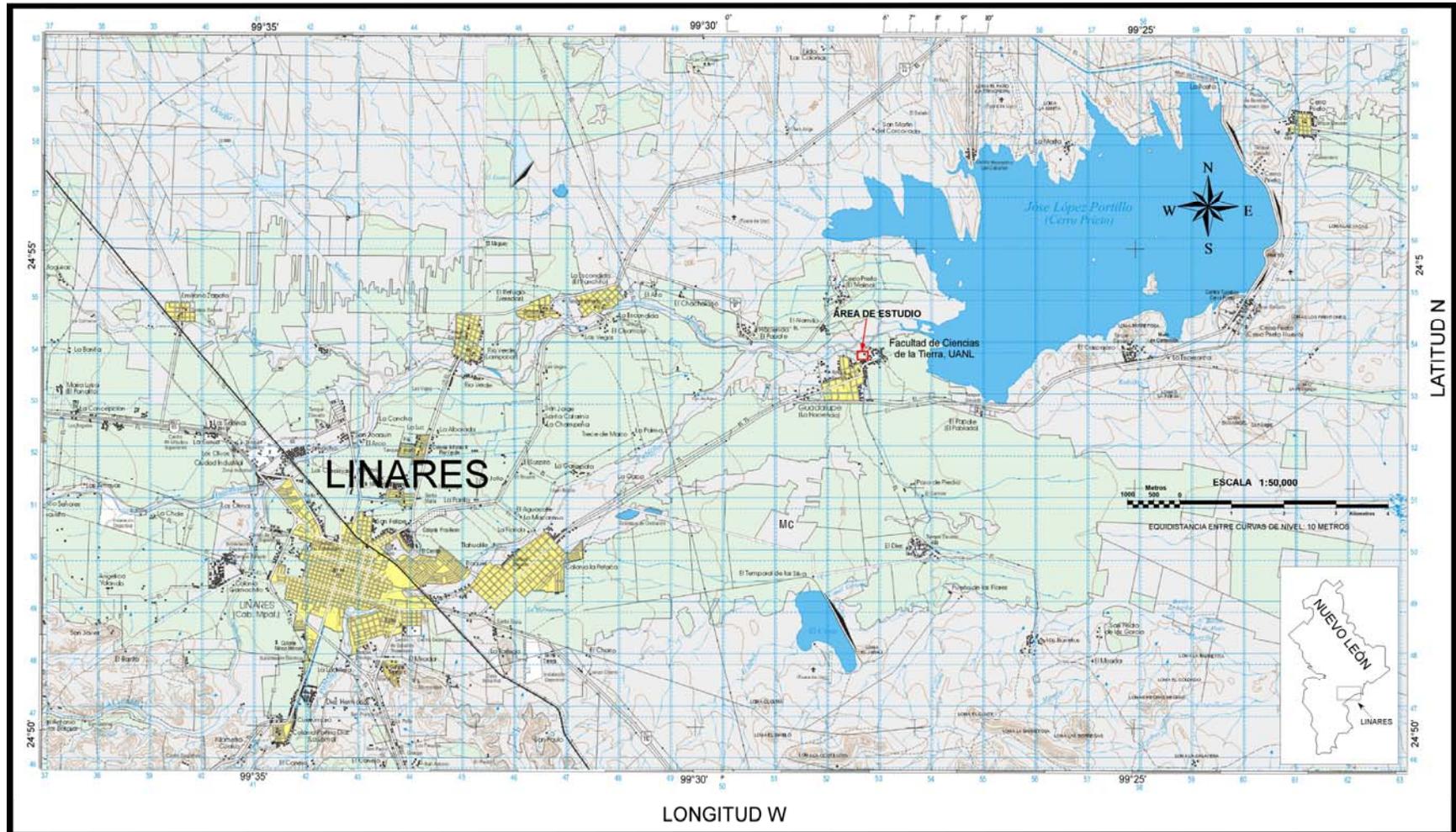


Figura 2-1 Mapa que muestra la ubicación del área de estudio en la Facultad de Ciencias de la Tierra, en el Municipio de Linares, Nuevo León.

Hacia la parte sur del área de Linares se encuentran depósitos conglomeráticos constituidos por fragmentos de calizas, pedernal y arenisca, incluidos en una matriz arenosarcillosa sin cementar (INEGI, 1999).

Los aluviones cuaternarios y limos se encuentran distribuidos principalmente en una dirección Oeste-Este en donde los suelos con mayor profundidad se localizan al centro del área de Linares (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2005). Tanto los depósitos conglomeráticos como el aluvión, son producto de la erosión de las distintas unidades geológicas que componen las rocas de la Sierra Madre Oriental. Esta erosión originada por las corrientes de agua de los ríos Hualahuises, Santa Rosa, Camachito y Pablillo los cuales tienen una dirección de transporte general Oeste-Este (Ruiz Martínez y Werner, 1997).

CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA

3.1 MÉTODO SÍSMICO

En la exploración sísmica se utilizan ondas elásticas generadas artificialmente para localizar depósitos minerales, yacimientos, agua y para obtener información geológica para ingeniería. La técnica básica de la exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo que se requiere para que éstas viajen desde la fuente hasta una serie de geófonos, distribuidos usualmente a lo largo de una línea recta orientada hacia la fuente. Si se conocen los tiempos de viaje hasta los diversos geófonos y se calculan las velocidades de las ondas, entonces se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas sísmicas.

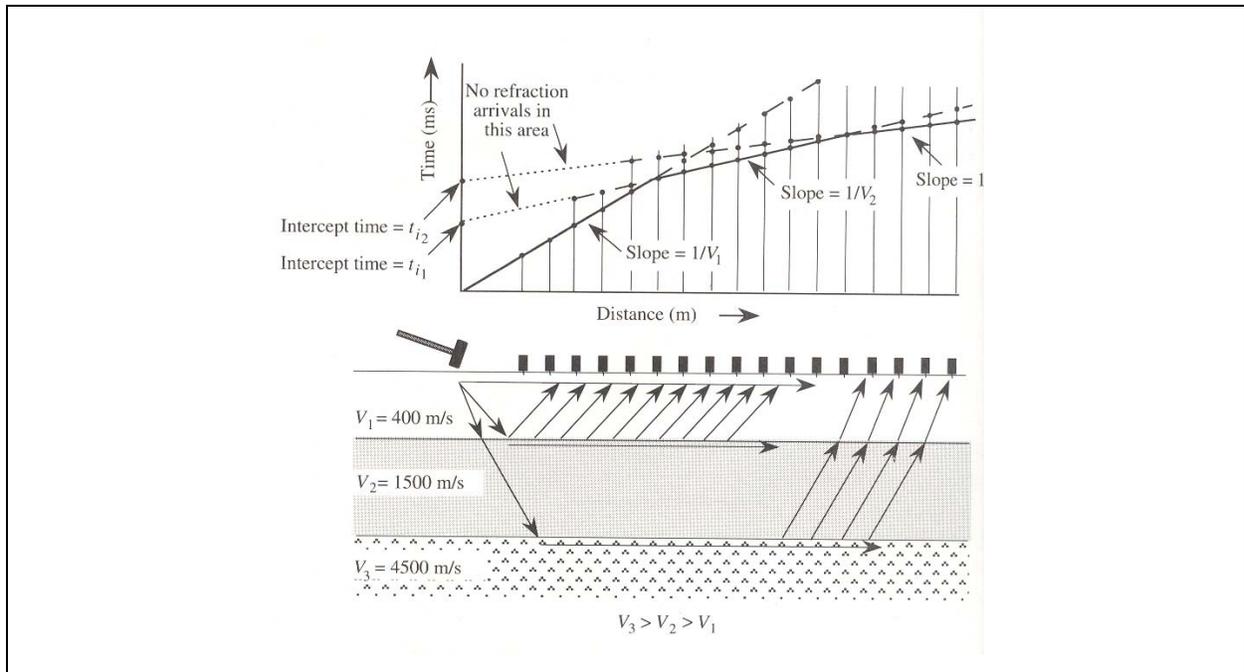


Figura 3-1 Ilustración esquemática del método sísmico de refracción. Se tiene la curva tiempo de viaje (superior), así mismo se muestra los rayos sísmicos en un medio de tres capas (inferior) (Burguer, 1992).

La información estructural se deriva principalmente de las trayectorias que corresponden a dos categorías principales: trayectorias de ondas refractadas en las cuales la parte principal de la trayectoria está a lo largo de la interfase entre dos capas de roca, y por lo tanto es aproximadamente horizontal en el caso particular del modelo ilustrado en la Figura 3-1. Y las trayectorias reflejadas en las que las ondas se desplazan inicialmente hacia abajo y en algún punto retornan a la superficie (Burguer, 1992).

3.1.1 Teoría de ondas sísmicas

3.1.1.1 Elasticidad

El método sísmico utiliza la propagación de ondas a través de la tierra, y esta propagación depende de las propiedades elásticas de las rocas. El tamaño y la forma de un cuerpo sólido puede cambiar aplicando fuerzas en la superficie externa del cuerpo. Las fuerzas externas se oponen a las fuerzas internas que resisten los cambios de tamaño y de forma. Debido a esto, el cuerpo tiende a regresar a su condición original cuando se eliminan las fuerzas externas. A esta propiedad de regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas externas se denomina *elasticidad*.

3.1.1.2 Esfuerzo y Deformación

Las relaciones entre las fuerzas aplicadas y las deformaciones, se expresan en términos de los conceptos esfuerzo y deformación. El esfuerzo se define como una fuerza por unidad de área. Así cuando una fuerza se aplica a un cuerpo, el esfuerzo es la relación de la fuerza con el área sobre la que se aplica la fuerza (F/A). Si la fuerza varía de un punto a otro, el esfuerzo también varía y su valor en cualquier punto se encuentra tomando un elemento infinitesimalmente pequeño, dividiendo la fuerza total que actúa sobre esta área por la magnitud de área. El esfuerzo puede ser descompuesto en dos componentes, si la fuerza es perpendicular al área, se dice que el esfuerzo es un esfuerzo normal (presión) y cuando la fuerza es tangencial al elemento del área, el esfuerzo es un esfuerzo cortante.

La deformación es un cambio de forma o de dimensiones, generalmente es proporcional al esfuerzo. Para calcular las deformaciones cuando se conocen los esfuerzos se debe conocer la relación entre esfuerzo y deformación. Cuando las deformaciones son pequeñas, la relación está dada por la ley de Hooke, que establece que una deformación dada es directamente proporcional al esfuerzo que la produce. Aunque la ley de Hooke tiene una amplia aplicación, para esfuerzos grandes ya no se cumple dicha ley. Esto es cuando el esfuerzo aumenta más allá del límite elástico, entonces la deformación aumenta más rápidamente (Fig. 3-2). Cuando existen varios esfuerzos, cada uno genera deformaciones independientes de los otros; por lo tanto, la deformación total es la suma de las deformaciones producidas por esfuerzos individuales. Esto significa que cada deformación es una función lineal de todos los esfuerzos (Telford *et al.*, 1993).

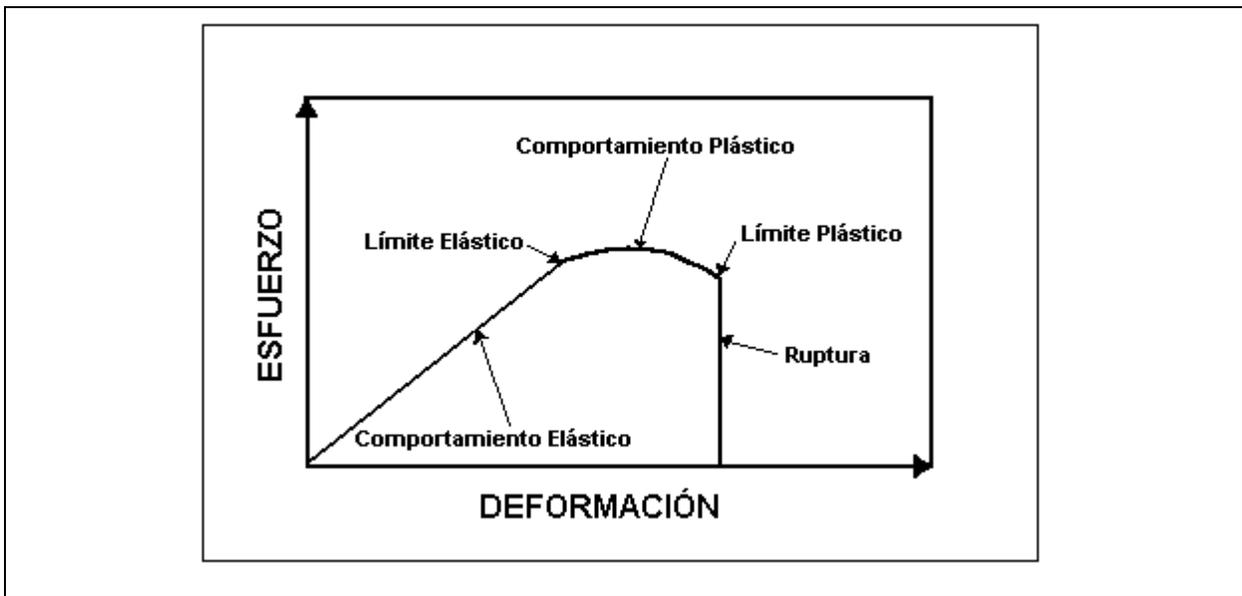


Figura 3-2 Gráfica esquemática que muestra la relación esfuerzo-deformación de materiales.

Los módulos elásticos, son cantidades que relacionan los esfuerzos y las deformaciones. Las constantes elásticas más comunes son: el módulo de Young (E), la relación de Poisson (σ), el módulo volumétrico (K) y el módulo de corte o rigidez (μ). Considerando un pequeño

elemento de un volumen dentro de un cuerpo sujeto a esfuerzos, los esfuerzos que actúan sobre cada una de las caras del elemento, son divididos en componentes: σ_{xx} es el esfuerzo normal aplicado sobre una cara del elemento de volumen, σ_{xy} es el esfuerzo de corte o tangencial sobre la cara del elemento de volumen, ε es la deformación, definiendo así las ecuaciones siguientes.

Módulo de Young (E):
$$E = \sigma_{xx} / \varepsilon_{xx}$$

Relación de Poisson (σ):
$$\sigma = -\varepsilon_{yy} / \varepsilon_{xx} = -\varepsilon_{zz} / \varepsilon_{xx}$$

Módulo volumétrico (k):
$$k = -\sigma_{xx} / \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$$

Módulo de corte o rigidez (μ):
$$\mu = \sigma_{xy} / \sigma_{xy} \quad (\mu = 0)$$

3.1.1.3 Ondas elásticas

Los desplazamientos que ocurren en la superficie de la Tierra son registrados y analizados para la búsqueda de más información del subsuelo. En este caso, el estudio se centra exclusivamente en los tiempos de viaje de los primeros arribos de las ondas sísmicas para determinar las propiedades elásticas de los materiales en forma de velocidades sísmicas.

3.1.1.4 Tipos de Ondas Sísmicas

3.1.1.4.1 Ondas Internas o de Cuerpo

Son aquellas que viajan a través de un medio elástico. Las ondas internas pueden ser divididas en dos clases: *ondas longitudinales (P)* y *ondas transversales (S)* (Telford *et al.*, 1997).

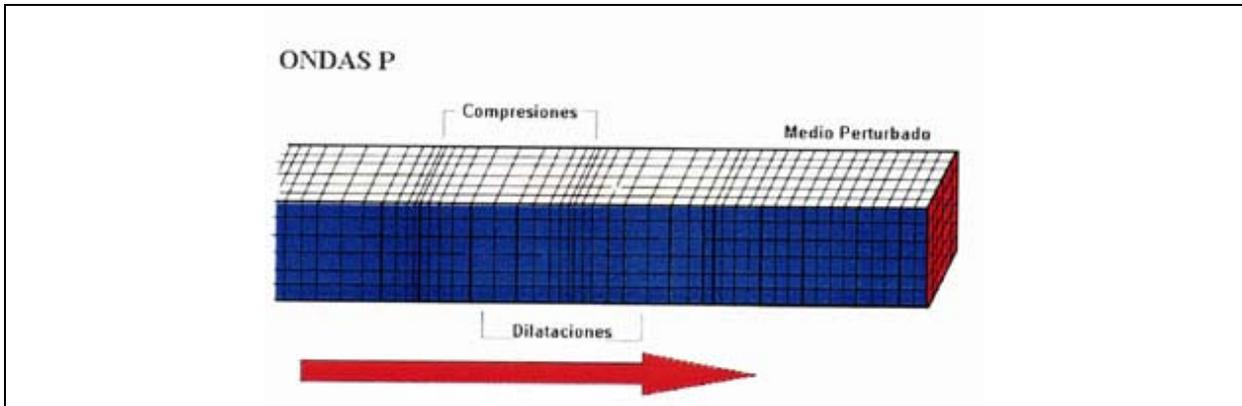


Figura 3-3 Propagación de las ondas *P* (Bolt, 1993).

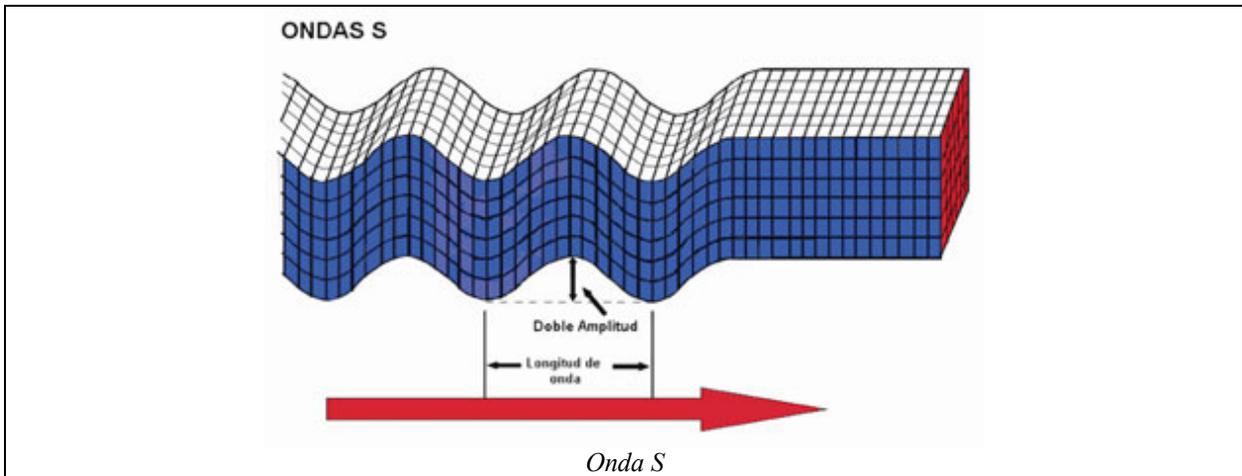


Figura 3-4 Propagación de las ondas *S* (Bolt, 1993).

Ondas *P*: Son las más importantes en la exploración sísmica, también conocidas como ondas longitudinales o primarias, debido a que se propagan más rápido en el medio y su velocidad de propagación puede cambiar dependiendo de la densidad del medio en el que se transmiten (Fig. 3-3) (Telford *et al.*, 1997).

Ondas *S*: También llamadas transversales o secundarias, su nombre se debe a que son las segundas en ser registradas, después de las ondas *P*. En las ondas *S*, las partículas que constituyen el medio, son desplazadas en forma perpendicular a la dirección de propagación. Están asociadas con deformaciones de cizalla, éste tipo de ondas solo viajan en medios

sólidos. Su velocidad de propagación, al igual que las ondas P puede cambiar en dependencia de la densidad del medio en el cual se transmiten (Fig. 3-4) (Telford *et al.*, 1997).

3.1.14.2 Ondas Superficiales

Las ondas superficiales son las que se propagan sobre la superficie de la Tierra, siendo su amplitud máxima en la superficie y decrece rápidamente con la profundidad. Llamadas ondas *Rayleigh* y ondas *Love*; se producen después de la llegada de las ondas internas P y S a la superficie de la tierra (Telford *et al.*, 1997).

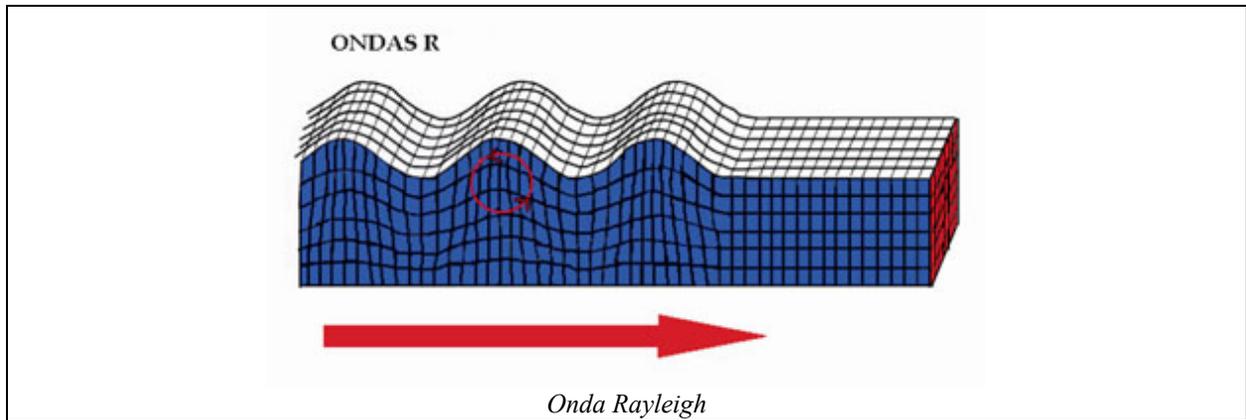


Figura 3-5 Propagación de las ondas *Rayleigh* (Bolt, 1993).

Las ondas *Rayleigh*, viajan a lo largo de la superficie de la tierra y producen en las partículas un movimiento elíptico retrógrado (Fig. 3-5). En cambio las ondas *Love* se originan en la interfase de dos medios con propiedades mecánicas diferentes; en este caso el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación, similar a las ondas S , pero solo ocurre en el plano de la superficie terrestre (Fig. 3-6) (Telford *et al.*, 1997).

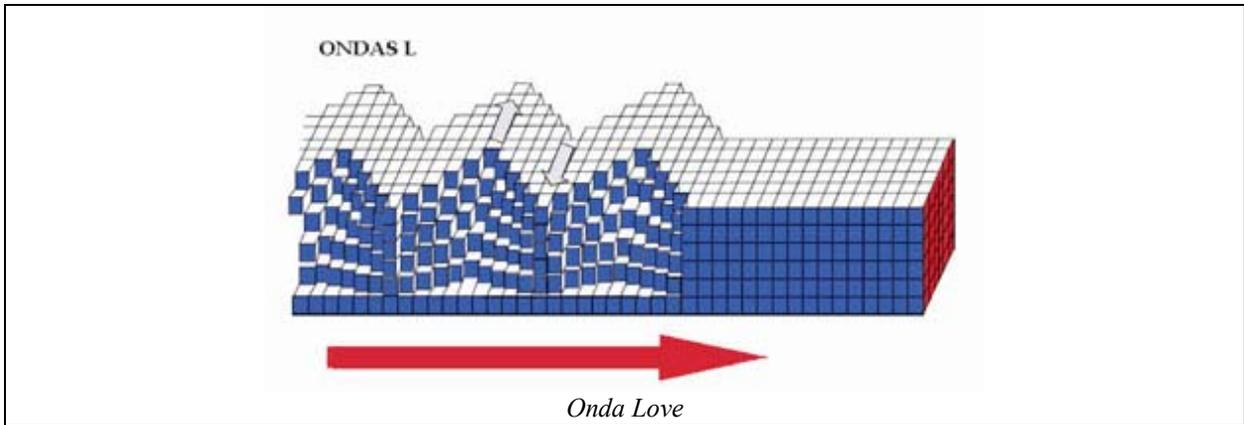


Figura 3-6 Propagación de las ondas *Love* (Bolt, 1993).

3.1.1.5 Velocidades de las Ondas Sísmicas

Las velocidades sísmicas pueden ser determinadas a partir de los datos sísmicos y de análisis de laboratorio. Las velocidades P y S dentro de un medio homogéneo e isotrópico están dadas por las ecuaciones 1 y 2.

La velocidad para las ondas P está dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\delta}} \quad (1)$$

La velocidad de las ondas S está dada por:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\delta}} \quad (2)$$

En donde δ es la densidad del medio, μ es el módulo de rigidez, éste módulo describe la dificultad que existe para deformar un cubo de material uniforme bajo fuerzas de cizalla, y k es el módulo volumétrico, también conocido como incompresibilidad del medio. El módulo de incompresibilidad describe la relación del cambio de volumen que el cubo haya experimentado debido a la presión ejercida. Si k es muy grande, entonces el material es muy

compacto, lo que significa que no se puede comprimir el material significativamente. Si k es pequeño, entonces una presión pequeña puede comprimir el material en gran medida. Si ocurren cambios en el contenido mineralógico de las rocas, estos causarán cambios en δ , μ y k (Burguer, 1992).

En los trabajos en los cuales se emplea sismica de refracción, los sismogramas son analizados para determinar los tiempos de los primeros arribos de las ondas sísmicas, asimismo existen varios procedimientos analíticos y numéricos de solución. En el caso de esta tesis, para resolver el problema sísmico, se utilizó el trazado de rayos planteado por Vidale (1988), el cual explica que el trazado de rayos sísmicos está basado en el concepto en que la energía sísmica de infinitamente alta frecuencia sigue una trayectoria determinada por las ecuaciones de trazo de rayos. Físicamente, estas ecuaciones describen cuanta energía continúa en la misma dirección hasta que es refractada por variaciones de velocidad.

El método con el cual se trabajó esta tesis está diseñado para el calculo en dos dimensiones, en la cual la fuente de las ondas sísmicas se asume que está en el punto A de una malla (Fig. 3-7).

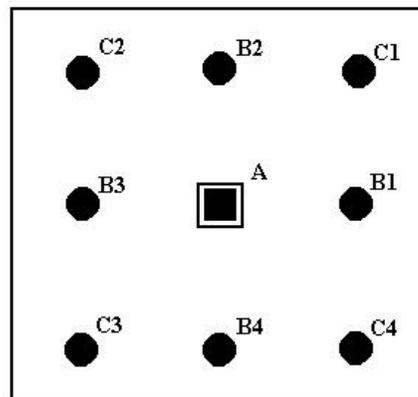


Figura 3-7 Muestra la fuente en el punto A de la malla y los ocho puntos en el cuadro alrededor del punto A (Vidale, 1988).

El proceso del tiempo cronometrado se inicia al asignar cero al tiempo de viaje en el punto A. Los tiempos de viaje son asignados en los cuatros puntos adyacentes al punto A, etiquetados desde B₁ a B₄ en la figura 3-7.

$$t_1 = \frac{h}{2}(S_{Bi} + S_A), \quad (3)$$

En donde h es el espacio de la malla, S_A es la lentitud en el punto A, y S_{Bi} es la lentitud en el punto Bi cronometrado de la malla. En seguida los tiempos de viaje para las cuatro esquinas marcadas desde C_1 hasta C_4 en la figura 3-7 son encontrados por el método descrito por Vidale (1988).

La propagación de la geometría de rayos bidimensional y en consecuencia la propagación de los frentes de onda bidimensional es guiada por la ecuación de eikonal del trazo de rayos

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = s(x, z)^2 \quad (4)$$

que relaciona el gradiente del tiempo de viaje a la estructura de velocidad (ver Officer, 1974). Los ejes de las coordenadas son x y z , y s es la lentitud (inverso de la velocidad). Los términos bidimensionales en la ecuación (4) puede ser aproximada con diferencias finitas como:

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{1}{2h}(t_0 + t_2 - t_1 - t_3) \quad (5a)$$

y

$$\frac{\partial t}{\partial z} = \frac{1}{2h}(t_0 + t_1 - t_2 - t_3) . \quad (5b)$$

Sustituyendo las ecuaciones (5a) y (5b) en la ecuación (4),

$$t_3 = t_0 + \sqrt{2(hs)^2 - (t_2 - t_1)^2} . \quad (6)$$

La ecuación (6) da el tiempo de viaje al punto C_1 utilizando los tiempos de viaje desde la fuente a los puntos A, B_1 , y B_2 , en una aproximación de una onda plana. El punto A no necesita ser el punto de la fuente para aplicar esta ecuación.

La segunda formula de extrapolación asume localmente un frente de onda circular. Un frente de onda circular puede ser especificado por tres parámetros: 1) la coordenada x del punto de la fuente virtual, $-x$; 2) la coordenada z del punto de la fuente virtual, $-z$; y 3) el tiempo de origen para la fuente virtual t_s . El punto de la fuente virtual se de en el centro de curvatura del frente de onda circular. Por simplicidad, el origen de este sistema de coordenadas es puesto en el punto A, y los puntos de la malla B_1 , B_2 , y C_1 tienen coordenadas $(h, 0)$, $(0,h)$ y (h,h) , respectivamente. Los tiempos de viaje a los puntos A, B_1 , y B_2 pueden ser expresados como

$$t_0 = t_s + s\sqrt{x_s^2 + z_s^2} \quad (7a)$$

$$t_1 = t_s + s\sqrt{(x_s + h)^2 + z_s^2} \quad (7b)$$

y

$$t_2 = t_s + s\sqrt{x_s^2 + (z_s + h)^2} \quad (7c)$$

Este sistema de tres ecuaciones para las tres t_s , x_s , y z_s puede ser reducido a una cuarta ecuación en x_s . Con el conocimiento de x_s , z_s , y t_s , t_3 puede ser calculada de la ecuación

$$t_3 = t_s + s\sqrt{(x_s + h)^2 + (z_s + h)^2} \quad (8)$$

En su caso, Vidale (1988), utilizo la siguiente ecuación, así mismo detalles se pueden consultar en el mismo artículo.

$$t_3 = t_0 + \sqrt{(hs)^2 - 0.25(t_2 - t_1)^2} \quad (9)$$

En donde t_3 es el tiempo a encontrar, t_0 es el mínimo tiempo relativo dentro de la hilera, y t_1 y t_2 son los tiempos de ambos lados del punto cuyo tiempo es t_0 .

3.2 MÉTODO GEOELÉCTRICO

Uno de los métodos geofísicos, más utilizado en la prospección somera, son los métodos geoelectricos. Un criterio importante para clasificar este tipo de métodos es de acuerdo al campo electromagnético que en ellos se estudia, sea de origen natural o de origen artificial. Otro criterio importante, es considerar si en un método determinado, el campo electromagnético es constante (corriente continua) o variable (Fig. 3-8) (Orellana, 1982).

Dentro de las aplicaciones se puede mencionar, estudios para la localización de agua subterránea, de minerales metálicos y no metálicos, materiales para cerámica (arcillas), cuantificación de materiales para la construcción y evaluación de sitios contaminados por materiales peligrosos, etc. Asimismo, dentro de los métodos eléctricos, tenemos los Sondeos Eléctricos Verticales los cuales pueden realizarse en distintos arreglos electródicos. Por lo general utilizan 4 electrodos, sin embargo en ocasiones menos frecuentes, también se puede utilizar 3 o 2 electrodos (Orellana, 1982).

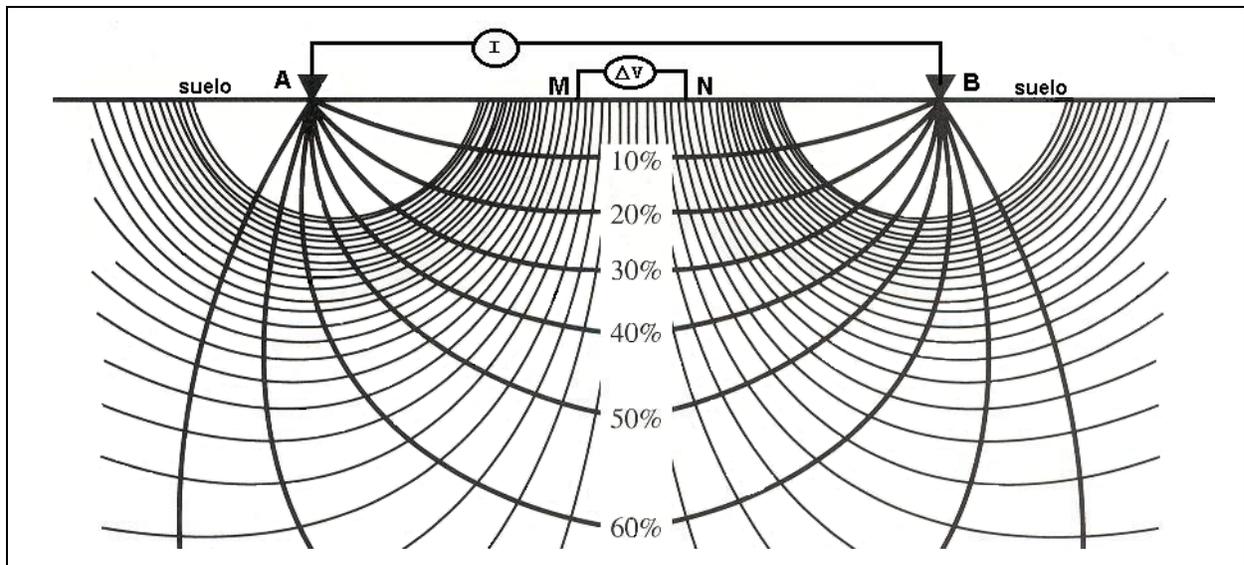


Figura 3-8 Ilustración esquemática del método de resistividad de inyección de corriente eléctrica DC. AB son electrodos de corriente y MN son los de potencial. También se muestra el porcentaje de corriente total que penetra a la profundidad de la línea (Burguer, 1992).

En este trabajo, se utilizó la modalidad Schlumberger para los sondeos eléctricos verticales, la cual consiste en colocar cuatro electrodos posicionados a lo largo de una línea recta. En la parte exterior (en los extremos) de la línea, son colocados los electrodos de corriente; y en la parte interna se colocan los electrodos de potencial (recepción de la señal).

Para variar la profundidad de exploración de las mediciones, los electrodos de corriente son desplazados hacia afuera del arreglo, a la vez que los electrodos internos o de potencial se conservan en la misma posición, hasta que la diferencia de potencial sea demasiado pequeña, lo cual ocasionará lecturas no confiables. En ese momento, los electrodos de potencial son desplazados hacia fuera.

Primeramente se marca un punto central para el sondeo, el cual será la localización del mismo. A partir de este punto, se marcan diferentes puntos de abertura hacia la derecha e izquierda de la línea, como por ejemplo: 2, 3, 4, 6,.....hasta 200 metros o más. La distancia entre los electrodos de corriente se denomina AB , y la distancia entre los electrodos de potencial se denomina MN .

La distancia que hay entre el punto central y cualquiera de los dos electrodos de corriente, lo denominamos $AB/2$. Así que, si deseamos investigar a una profundidad de 100 metros, es necesario colocar los electrodos de corriente a una distancia de 200 metros a partir del punto central, es decir $AB/2=200$ metros (Orellana, 1982).

En la interpretación de las mediciones eléctricas se busca determinar la estructura geológica que explique los datos, siendo necesario modelar las estructuras o efectuar la inversión de los datos. Las estructuras de la naturaleza que asumimos, dependen de las consideraciones que se hagan en cuanto a la distribución de las propiedades físicas.

Cuando las propiedades físicas (concretamente la resistividad del medio), varían con respecto a la profundidad z , manteniéndose constante en las otras direcciones x y y , Se tiene un medio unidimensional (1D), cuando las propiedades físicas varían en las direcciones z y x .

obtenemos un medio bidimensional (2D) y cuando las propiedades varían en las tres direcciones x , y y z , se tiene un medio tridimensional (3D) (Fig. 3-9).

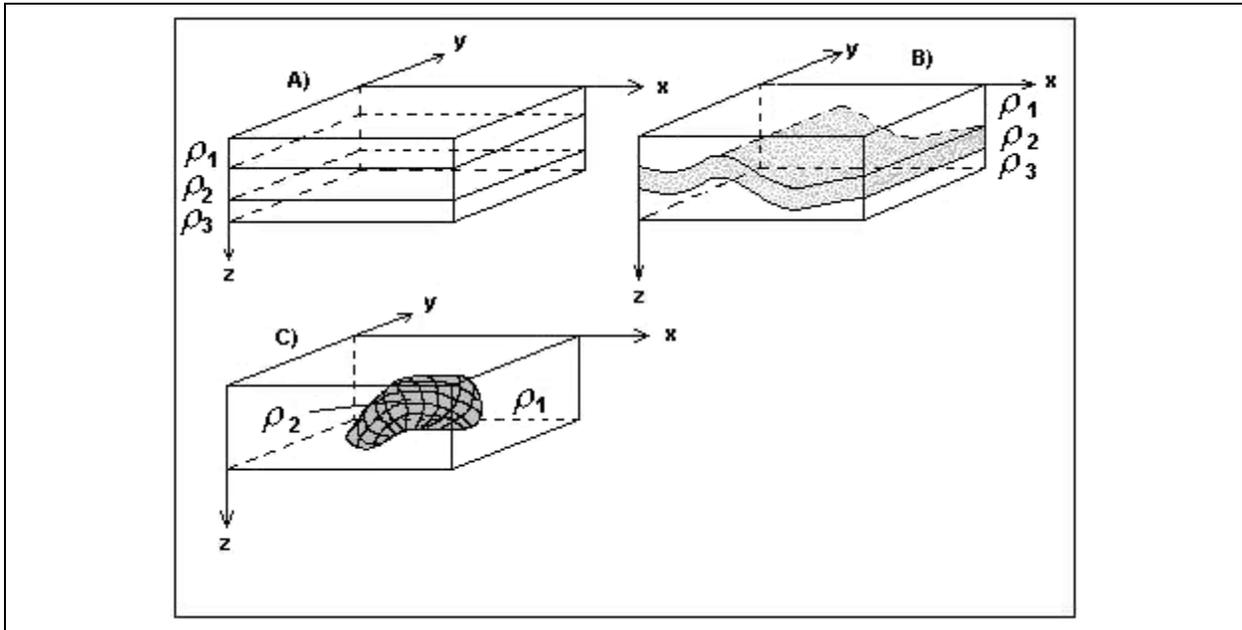


Figura 3-9 a). 1D, Modelo Unidimensional. En donde la resistividad (ρ) es homogénea en XY . y heterogénea en Z . b). 2D, Modelo Bidimensional. En donde la resistividad (ρ) es homogénea en Y . y heterogénea en X y Z . c). 3D, Modelo Tridimensional. ρ es heterogénea en X, Y, Z .

3.2.1 Propiedades electromagnéticas de las rocas

Para la aplicación de los métodos geoelectricos es necesario el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales, estas propiedades se expresan por medio de tres magnitudes electromagnéticas primordiales, que pueden utilizarse para identificar los cuerpos contenidos en el subsuelo, y las cuales son: La resistividad (ρ), la permeabilidad magnética (η) y la constante dieléctrica o permitividad eléctrica (Pe) (Orellana, 1982).

3.2.1.1 Resistividad de las Rocas (ρ)

El estudio de la resistividad eléctrica (ρ), desempeña un papel muy importante para el estudio del interior de la tierra. La resistividad de un material está definida como la resistencia que se opone al paso de una corriente eléctrica por unidad de área y de longitud, la cual se expresa en unidades del sistema internacional (SI), ohm-metro (Ωm).

El estudio de la resistividad en medios heterogéneos tiene gran importancia, el cual, en el caso más sencillo se componen de dos materiales, un material de resistividad ρ_2 , el cual actúa como matriz a otro material con resistividad ρ_1 que está disperso en el interior del primero. Para el caso de que un medio de ρ_1 estuviera en forma de esferas pequeñas distribuidas aleatoriamente en el interior del medio de resistividad ρ_2 el cual es mostrado en la figura 3-10.

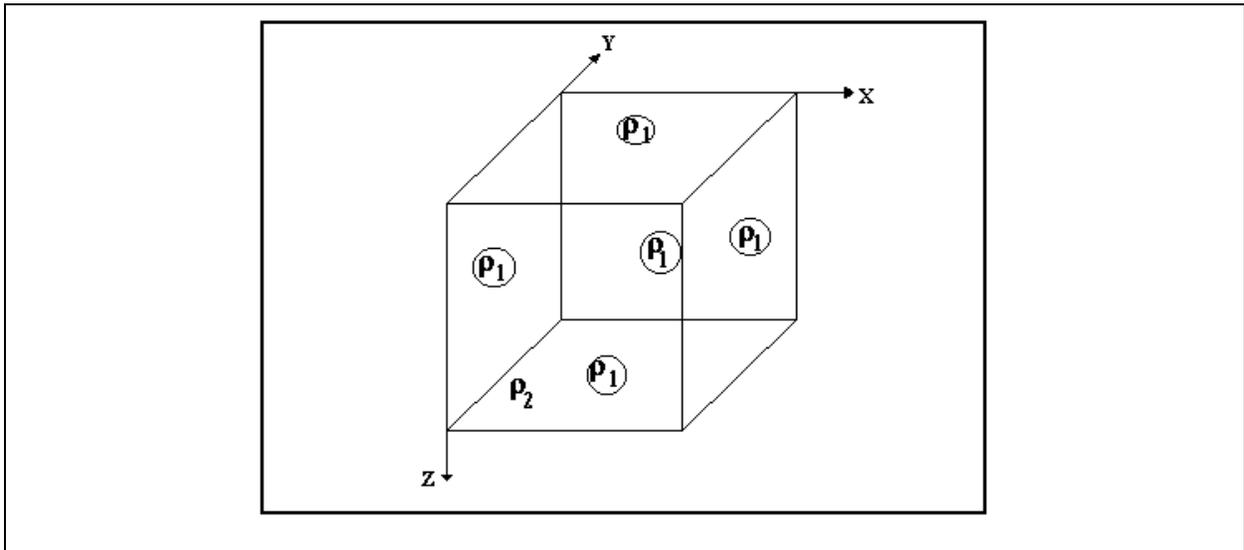


Figura 3-10 Ejemplificación de un medio homogéneo (roca) con inclusiones esféricas, uno con resistividad ρ_1 (poros conteniendo agua) y otro con una resistividad distinta ρ_2 (modificado de Orellana, 1982).

La ecuación (10) representa la resistividad de dos medios (Orellana, 1982).

$$\rho_{12} = \frac{2\rho_1 + \rho_2 + p(\rho_1 - \rho_2)}{2\rho_1 + \rho_2 - 2p(\rho_1 - \rho_2)} \rho_2 \quad (10)$$

Donde p es la fracción del volumen total ocupado por las esferas y ρ_{12} es la resistividad del medio heterogéneo. Los principales componentes de las rocas son minerales y agua que rellena los poros. El grado de interconexión de los poros es un factor muy importante. En rocas como el basalto o el granito, como ejemplo, la conductividad puede variar fuertemente dependiendo del grado de interconexión de los poros o por la ausencia de éstos. La resistividad de las rocas varía de manera notable con la adición de agua con un contenido de sales en disolución. La mayor parte de las rocas tienen valores de resistividad de entre $10^{-6} \Omega m$ para minerales como el grafito y $10^{12} \Omega m$ para rocas que contienen cuarzo (Telford *et al.* 1997).

La resistividad de los poros en rocas conductoras que permiten el paso de agua subterránea (libres de arcillas) se rige por la ecuación empírica de Archie:

$$\rho = \rho_0 \phi^m s^n \quad (11)$$

Donde ρ_0 es la resistividad del agua que llena los poros, ϕ es la porosidad (fracción de poros por volumen de muestra), s es la fracción de agua en los poros, y m y n son coeficientes.

Las rocas son consideradas como medios de matriz aislante, en el cual existen conductores irregulares y llenos de electrolitos. Si se toma en cuenta un trazo de roca lo suficientemente grande para ser representativo de forma cilíndrica con longitud l y sección s , su resistencia puede ser representada por la ecuación (12).

$$R = \rho_r \frac{l}{s} \quad (12)$$

La resistencia es representada con la letra R y está dada en ohms. En donde ρ_r es la resistividad media de la roca (matriz y poros incluidos), l es la longitud, s es la sección del material.

Tomando en cuenta dos electrodos que se basan fundamentalmente en medir la resistencia óhmica de la muestra de roca, los cuales inducen una corriente eléctrica artificialmente, o inducidas de manera natural por las variaciones rápidas del campo magnético, se deduce la siguiente ecuación:

$$\rho = R \frac{s}{l} = \frac{V}{I} * \frac{s}{l} \quad (13)$$

En donde R es la resistencia del material en ohms, s es la sección del material, l es la longitud, V es el voltaje, e I es la intensidad de la corriente (Orellana, 1982).

De tal forma que la relación general para calcular la resistividad aparente en el subsuelo para cualquier tipo de arreglo electródico, está dada por la ecuación (14).

$$\rho_a = 2\pi \frac{V}{I} \left[\left(\frac{1}{r_{A-M}} - \frac{1}{r_{B-M}} \right) - \left(\frac{1}{r_{A-N}} - \frac{1}{r_{B-N}} \right) \right]^{-1} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (14)$$

En donde V es el potencial eléctrico medido entre los electrodos MN, I es la intensidad de corriente eléctrica inducida a través de los electrodos AB, y K es el factor de normalización del potencial o factor geométrico. Asimismo, r_{A-M} , r_{B-M} , r_{A-N} , r_{B-N} son las distancias entre electrodos (en este caso para el arreglo Schlumberger como se muestra en la figura 3-11).

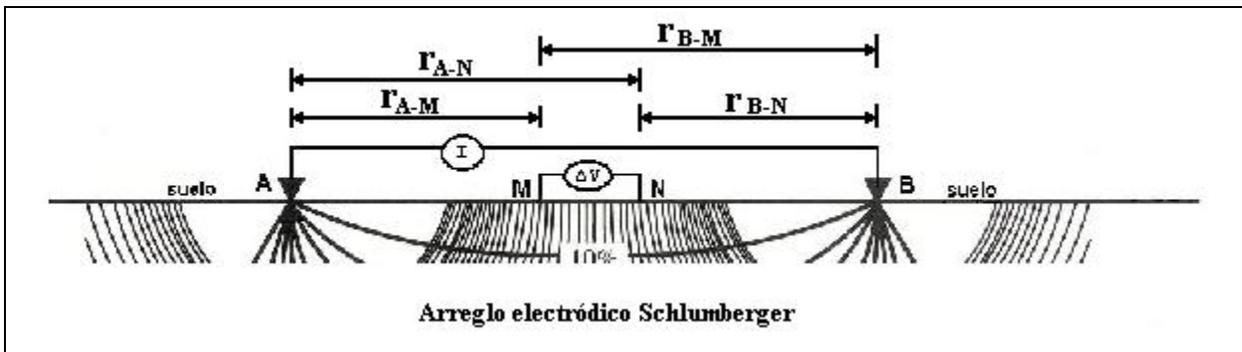


Figura 3-11. Muestra la configuración electródica Schlumberger, la cual se utilizó en la toma de datos de resistividad en este trabajo. Además muestra las distancias de los electrodos (modificado de Burguer, 1992).

Para calcular los valores de resistividad aparente que se medirán por un arreglo electródico sobre un modelo de resistividades del subsuelo, se debe calcular los valores del potencial eléctrico sobre los electrodos, existiendo varias formas para hacerlo. En este trabajo se tomaron las formulaciones desarrolladas por Pérez-Flores *et al.* (2001), la cuales se expresan de la siguiente manera,

$$\rho_a = \frac{K}{4\pi^2} [V(r_A, r_M, \rho) - V(r_A, r_N, \rho) - V(r_B, r_M, \rho) + V(r_B, r_N, \rho)] \quad (15)$$

en donde:

$$V(r_A, r_M, \rho) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{V'} \frac{(r' - r_A)}{|r' - r_A|^3} \cdot \frac{(r_M - r')}{|r_M - r'|^3} \frac{\sigma^2(r')}{\sigma_h^2} \rho(r') dv' \quad (16)$$

$$V(r_A, r_N, \rho) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{V'} \frac{(r' - r_A)}{|r' - r_A|^3} \cdot \frac{(r_N - r')}{|r_N - r'|^3} \frac{\sigma^2(r')}{\sigma_h^2} \rho(r') dv' \quad (17)$$

$$V(r_B, r_M, \rho) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{V'} \frac{(r' - r_B)}{|r' - r_B|^3} \cdot \frac{(r_M - r')}{|r_M - r'|^3} \frac{\sigma^2(r')}{\sigma_h^2} \rho(r') dv' \quad (18)$$

$$V(r_B, r_N, \rho) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{V'} \frac{(r' - r_B)}{|r' - r_B|^3} \cdot \frac{(r_N - r')}{|r_N - r'|^3} \frac{\sigma^2(r')}{\sigma_h^2} \rho(r') dv' \quad (19)$$

Estas expresiones se simplifican en el supuesto de bajos contrastes resistivos, aproximando a $\frac{\sigma^2(r')}{\sigma_h^2} \approx 1$. Esta suposición permite utilizar directamente los valores de logaritmos en la resistividad y en la resistividad aparente.

Una forma de expresar la ecuación (15) para medios bidimensionales utilizando las ecuaciones (16), (17), (18) y (19) de acuerdo con Pérez-Flores *et al.* (2001) es:

$$\rho_a = \frac{K}{4\pi^2} \iint_{z, x} \rho(x', z') \mathcal{W}(x', z') dz' dx' \quad (20)$$

En donde $W(x', z')$ contiene la suma de los integrandos de (16), (17), (18), y (19) los cuales son integrados analíticamente a lo largo de y por medio de integrales elípticas, en este trabajo se utilizó esta formulación de acuerdo a la implementación en Gallardo (2004).

3.3 METODOLOGÍA DE INVERSIÓN CONJUNTA

El programa de inversión conjunta de resistividad-velocidad de Gallardo (2004) se basa en buscar modelos eléctricos y sísmicos que tengan características geométricas similares. Su objetivo principal es encontrar aquellos modelos que, además de justificar los datos, presenten cambios colineales de las propiedades geofísicas; los cuales son medidos por una función llamada *Gradientes Cruzados*. Este objetivo se complementa con otras condiciones adicionales para conformar una función objetivo del programa de inversión conjunta que es: encontrar un modelo bidimensional de resistividad eléctrica y un modelo bidimensional de velocidad sísmica que cumplan con las siguientes condiciones (Gallardo y Meju, 2004).

1. Que reproduzcan los datos eléctricos.
2. Que reproduzcan los tiempos de arribo medidos.
3. Que sean estructuralmente idénticos.
4. Que no se aleje mucho de un modelo eléctrico a priori
5. Que no se aleje mucho de un modelo de velocidades a priori
6. Que los modelos sean lo más simples (suaves) posibles.

3.3.1 Definición de la Función de Gradientes Cruzados de Resistividad-Velocidad

Existen varios algoritmos de inversión separada de datos sísmicos o eléctricos (Zelt y Barton, 1998; Pérez Flores *et al.*, 2001). En el algoritmo de inversión conjunta de Gallardo (2004) se incorporaron ambas metodologías de modelado e inversión de datos eléctricos y sísmicos, complementándose con la función de *Gradientes Cruzados* (Gallardo y Meju, 2003). Al utilizar *Gradientes Cruzados*, se genera un enlace entre los modelos de resistividad y de velocidad sísmica. La función de *Gradientes Cruzados* se define como:

$$\vec{t}(x, y, z) = \nabla m_r(x, y, z) \times \nabla m_s(x, y, z) \quad (21)$$

Donde m_r y m_s se refieren al logaritmo de resistividad y a la lentitud de las ondas P respectivamente. Usando la función de *Gradientes Cruzados*, se mide el grado de similitud estructural entre los modelos de resistividad y velocidad. Para lograr que los modelos ajusten los datos, se minimizan las diferencias entre los datos observados y aquellos datos calculados con el modelo del subsuelo, usando el concepto de mínimos cuadrados. Para ayudar a superar la inestabilidad en la búsqueda de los modelos se incluye el requerimiento de suavidad en los modelos y de la cercanía hacia un modelo *a priori*. Todas estas condiciones son formuladas usando diferencias cuadráticas y puestas en la siguiente función objetivo (Gallardo y Meju, 2003; 2004):

$$\min \left\{ \begin{aligned} & \Phi(m_r, m_s) = [d_r - f_r(m_r)]^T C_{rr}^{-1} [d_r - f_r(m_r)] + [d_s - f_s(m_s)]^T C_{ss}^{-1} [d_s - f_s(m_s)] \\ & + \alpha_r^2 m_r^T D^T D m_r + \alpha_s^2 m_s^T D^T D m_s + \begin{bmatrix} m_r - m_{Rr} \\ m_s - m_{Rs} \end{bmatrix}^T C_{RR}^{-1} \begin{bmatrix} m_r - m_{Rr} \\ m_s - m_{Rs} \end{bmatrix} \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

sujeto a $t(m_r, m_s) = 0$

Donde d_r (logaritmo de resistividad aparente) y d_s (tiempo de viaje sísmico) son los datos observados, $f_s(m_r)$ son los tiempos de viaje calculados, C_{rr} es la matriz de covarianza de los datos de resistividad y C_{ss} es la matriz de covarianza de los tiempos de viaje. $t(m_r, m_s)$ contiene el *Gradiente Cruzado* para todas las celdas que forman el modelo. D es la matriz de suavizamiento, α_r y α_s son los factores que definen el nivel de suavizamiento requerido en los modelos, y m_{Rr} , m_{Rs} son los parámetros de los modelos *a priori* con covarianza C_{RR} . Los subíndices T y -1 denotan la transpuesta de la matriz y la matriz inversa (Gallardo y Meju, 2003; 2004).

En el algoritmo de Gallardo (2004) se implementó la aproximación lineal de Pérez Flores *et al.* (2001) para calcular la respuesta eléctrica del modelo, en donde los valores de conductividad son obtenidos por la minimización de una función objetivo, así como la aproximación de Vidale (1988) para calcular los tiempos de arribo de las ondas sísmicas, el

cual se basa en un esquema de diferencias finitas a partir de calcular los tiempos de viajes de la propagación de ondas P .

Tanto las ecuaciones implícitas en la aproximación de Vidale (1988) como la función de *Gradientes Cruzados* son no lineales. Por lo que, para resolver la función objetivo (22), Gallardo (2004) desarrolló un sistema de búsqueda iterativa de los modelos eléctricos y sísmicos basados en la siguiente función objetivo para cada paso iterativo.

$$\min \left\{ \begin{array}{l} \Phi_L(m_r, m_s) = \frac{1}{\beta^2} [d_r - A_r m_r]^T C_{rr}^{-1} [d_r - A_r m_r] + \frac{1}{\beta^2} [d_s - f_s(m_{0s}) - A_s(m_s - m_{0s})]^T \\ C_{ss}^{-1} [d_s - f_s(m_{0s}) - A_s(m_s - m_{0s})] + \alpha_r^2 m_r^T D^T D m_r + \alpha_s^2 m_s^T D^T D m_s + \left[\frac{m_r - m_{Rr}}{m_s - m_{Rs}} \right]^T \\ C_{RR}^{-1} \left[\begin{array}{l} m_r - m_{Rr} \\ m_s - m_{Rs} \end{array} \right] \end{array} \right\} \quad (23)$$

$$\text{sujeto a } t(m_{0r}, m_{0s}) + B \left(\frac{m_r - m_{0r}}{m_s - m_{0s}} \right) = 0.$$

Donde β es un factor de relajamiento en la búsqueda.

La solución de la ecuación (24) es determinada, resuelta utilizando los multiplicadores de Lagrange de acuerdo al siguiente desarrollo (Gallardo y Meju, 2004).

$$\frac{\partial}{\partial m_i} \left\{ \Phi L + 2 \sum_{j=1}^n \lambda \left[\sum_{k=1}^{2n} b_{j,k} (m_k - m_{ok}) + t(m_o)_j \right] \right\} = 0 \quad (24)$$

para $i = 1, 2n$

$$\sum_{j=1}^{2n} b_{p,j} (m_j - m_{oj}) + t(m_o)_p = 0 \quad (25)$$

para $p = 1, n$

Donde λ_j son los multiplicadores de Lagrange requeridos, $b_{j,k}$ son los coeficientes de B y n se refiere al número total de celdas en la rejilla del modelo. En esta expresión $m_i = (i = 1, n)$ son los elementos de m_r , $m_i (i = n + 2n)$ son los elementos de m_s y el subscrito cero se refiere al modelo inicial.

Utilizando notación matricial, se definen las variables:

$$m = \begin{bmatrix} m_r \\ m_s \end{bmatrix}, \quad m_o = \begin{bmatrix} m_{or} \\ m_{os} \end{bmatrix}$$

Donde $\Lambda = \lambda_j$, así mismo $i = 1, n$. De acuerdo a Gallardo y Meju (2004) la solución de las ecuaciones 24 y 25 es:

$$\Lambda = (BN_I^{-1}B^T)^{-1}(BN_I^{-1}n_2 - Bm_o + t_0) \quad (26)$$

$$m = N_I^{-1} n_2 - N_I^{-1} B^T \Lambda \quad (27)$$

Aquí,

$$N_1 = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^2} A_r^T C_{rr}^{-1} A_r + \alpha_r^2 D^T + C_{RRr}^{-1} & 0 \\ 0 & \frac{1}{\beta^2} A_s^T C_{ss}^{-1} A_s + \alpha_s^2 D^T D + C_{RRs}^{-1} \end{bmatrix}$$

$$y \quad n_2 = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^2} A_r^T C_{rr}^{-1} \{d_r\} + C_{RRr}^{-1} m_{Rr} \\ \frac{1}{\beta^2} A_s^T C_{ss}^{-1} \{d_s - f_s(m_{0s}) + A_s m_{0s}\} + C_{RRs}^{-1} m_{Rs} \end{bmatrix}$$

Son las matrices de las ecuaciones normales para la solución del problema, y t_0 es $t(m_{or}, m_{os})$. El primer término a la derecha de la ecuación (27) corresponde a la regularización (estructuralmente desligadas) de la solución por mínimos cuadrados, mientras el segundo

término ($N_1^{-1} B^T A$) es la contribución de liga para la constante de *Gradientes Cruzados* (Gallardo y Meju, 2003).

En el programa de inversión conjunta de Gallardo (2004), la superficie del modelo es caracterizada en celdas rectangulares de tamaños variables que determinan los valores de resistividad eléctrica (logaritmo de resistividad) y velocidad sísmica (lentitud) de un modelo bidimensional del subsuelo (Fig. 3-12).

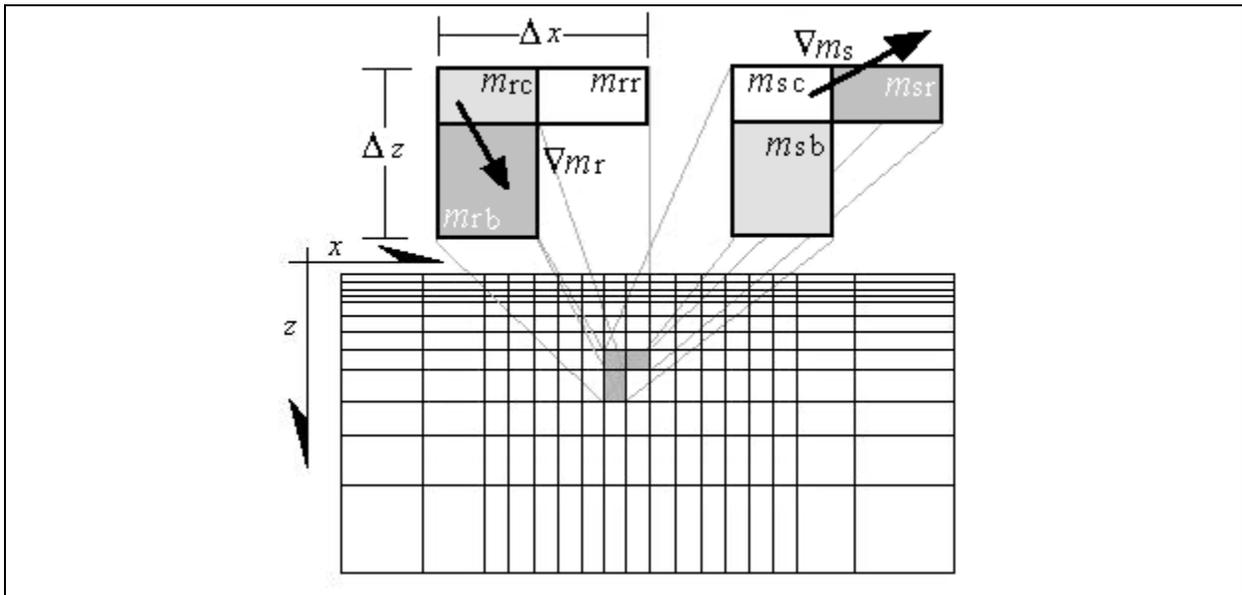


Figura 3-12 Ilustración que muestra la retícula básica 2-D utilizada para representar los modelos del subsuelo. El esquema de tres-celdas usado para definir la versión discreta de *Gradientes Cruzados* en cualquier posición de celda en el modelo es también representado (Gallardo y Meju, 2004).

La definición de la función de *Gradientes Cruzados* y el dominio de las derivadas en las rejillas (Fig. 3-13) son simplificados en la ecuación (28). La función de *Gradientes Cruzados* resistividad-velocidad y sus derivadas correspondientes en el dominio de una rejilla rectangular de elementos de tres celdas. Para rejillas extendidas en las direcciones x , y y z , con cada elemento de la rejilla representada por el logaritmo de resistividad m_r y lentitud sísmica m_s , la función t está definida en el centro de un elemento dado (señalado con x) considerando

los parámetros para dos elementos en este caso en contacto con el de la derecha (subíndice r) y la parte inferior (subíndice b).

$$t \cong \frac{4}{\Delta_x \Delta_z} (m_{rc} (m_{sb} - m_{sr}) + m_{rr} (m_{sc} - m_{sb}) + m_{rb} (m_{sr} - m_{sc})) \quad (28)$$

Donde Δx , Δz , m_{rc} , m_{rb} , etc. Están definidas en la figura 3-11.

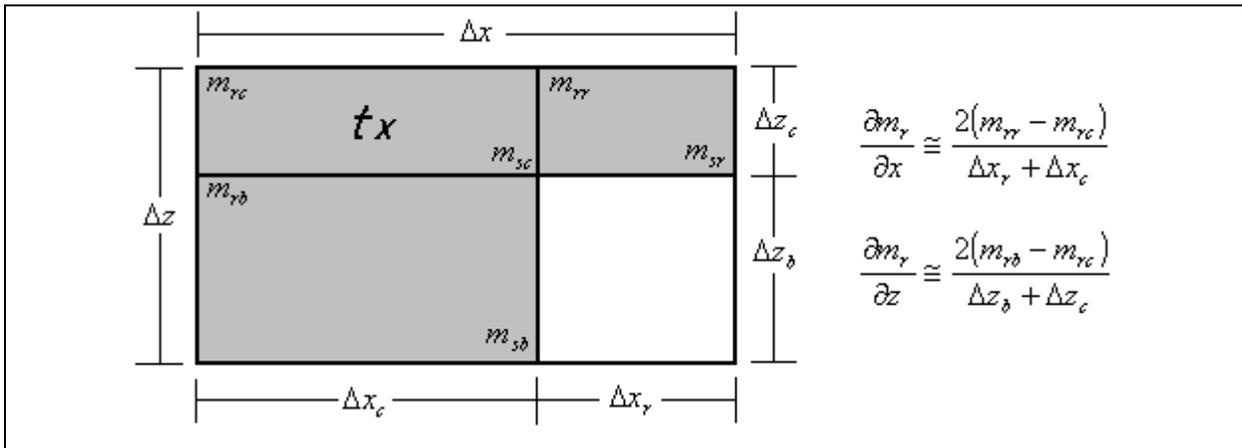


Figura 3-13 Ilustración que muestra la definición de la función de resistividad-velocidad de *Gradientes Cruzados* y sus derivadas en un dominio de retícula rectangular, para una retícula 2D extendida en las direcciones x z , con cada elemento caracterizado de la retícula por el logaritmo de resistividad m_r , y la lentitud sísmica m_s , la función t está definida en el centro de un elemento dado (marcado con x) considerando los parámetros de dos elementos que están en contacto, a su derecha (subindicado con r) y por debajo (subindicado con b) (Gallardo y Meju, 2003).

El programa requiere de dos modelos iniciales (uno de resistividad y otro de velocidades sísmicas) los cuales van a ser modificados gradualmente para cumplir las condiciones establecidas (ser similares y satisfacer los datos). Gallardo y Meju (2004), presentan los detalles del procedimiento de inversión. Para calcular estos modelos iniciales se parte del análisis de la cobertura de los datos y de algunos valores promedio esperados para la resistividad y velocidad sísmica del medio. Se realiza así, una separación del modelo en celdas, determinando el máximo tamaño de las celdas con respecto a las coordenadas x y z a las que se les asigna los valores de resistividad y velocidad sísmicas esperados.

La suficiencia de los datos geofísicos para encontrar un par de modelos únicos del subsuelo no puede ser garantizada por el criterio de *Gradientes Cruzados* en el que se basa el algoritmo de inversión conjunta. Es por esto que, para cada caso particular, es necesario realizar la búsqueda de varios pares de modelos que pudiesen satisfacer los criterios impuestos. En el programa de Gallardo (2004) esto es posible hacerlo a través de algunos factores que pueden ser cambiados en el proceso. En particular, existen un par de factores (α_{MT} y α_s) de suavidad en el modelo el cual puede ser modificado para obtener modelos con cambios más graduales o más abruptos (mayor α implica modelos más suaves). Para escoger valores apropiados de estos parámetros es necesario realizar varias pruebas y de sus resultados escoger aquellos modelos que se consideren más representativos y congruentes con los modelos que esperamos obtener. El valor de ajuste logrado en los datos está dado en la ecuación (29) para los datos de resistividad y (30) para los datos de velocidad sísmica.

$$rms_r = \sqrt{\frac{[d_r - f_r(m_r)]^T C_{ddr}^{-1} [d_r - f_r(m_r)]}{n_r}} \quad (29)$$

$$rms_s = \sqrt{\frac{[d_s - f_s(m_s)]^T C_{dds}^{-1} [d_s - f_s(m_s)]}{n_s}} \quad (30)$$

En donde rms_r y rms_s es el error cuadrático medio de los valores de resistividad y de sísmica respectivamente. Así mismo, n_s y n_r son el número de datos sísmicos y de resistividad.

La convergencia del proceso de las principales iteraciones, ecuaciones (31) y (32), son dadas para dar las principales diferencias entre los parámetros de los modelos.

$$conv_r(\%) = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \frac{(m_i - m_{0i})^2}{m_{0i}^2 + \varepsilon}}{n}} \quad (31)$$

$$conv_s(\%) = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=n+1}^{2n} \frac{(m_i - m_{0i})^2}{m_{0i}^2 + \varepsilon}}{n}} \quad (32)$$

Cada uno de los pasos del proceso se muestra en el diagrama de flujo de la solución del algoritmo utilizado (Fig. 3-14).

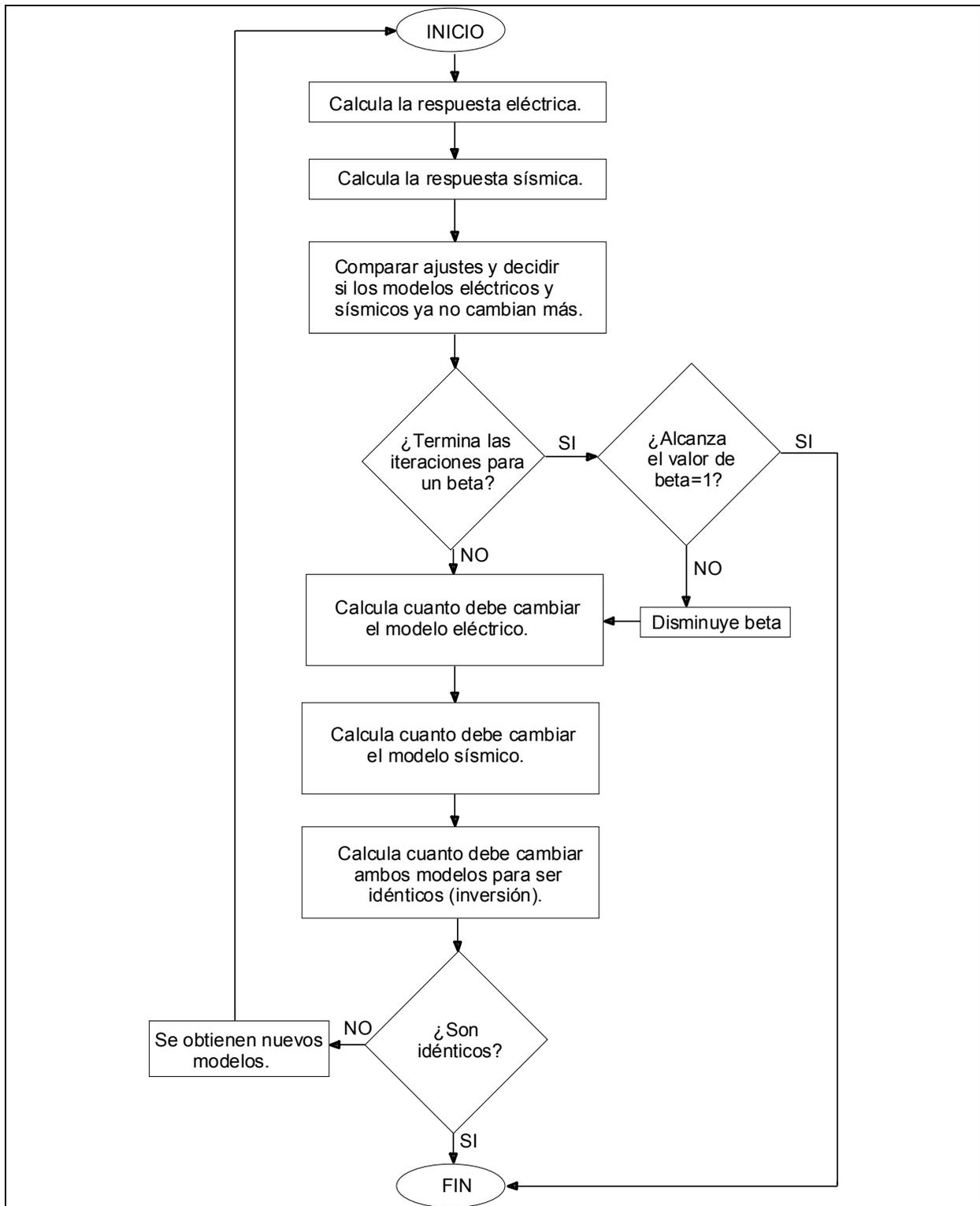


Figura 3-14 Diagrama de flujo mostrando la secuencia de procesamiento del algoritmo (Gallardo, 2004).

CAPÍTULO 4

TRABAJO DE CAMPO

4.1 EQUIPO GEOFÍSICO

Para la etapa correspondiente a la toma de datos de resistividad se utilizó un equipo de resistividad Campus, modelo Geopulse. Con cuatro carretes con cable eléctrico, cuatro electrodos de acero y dos mazos (Fig. 4-1).

Para la etapa correspondiente a la toma de datos sísmicos, se utilizó un sismógrafo Seistronix, RAS-24 (**R**emote **A**cquisition **S**ystem) con 24-bit A/D convertidor en una caja de 24 canales, con geófonos de componente vertical y horizontal, registrando el arribo de las ondas *P*. Asimismo, se utilizó un mazo de 10 libras como fuente sísmica (Fig. 4-2).

A continuación se proporcionan las especificaciones de cada uno de los equipos utilizados en la toma de datos en este trabajo.

4.1.1 Equipo de Resistividad

Transmisor

Máxima potencia de salida: 18 W en un rango de corriente de 0.5 a 100 mA.

Repetición de onda cuadrada: 8.4s, 4.2s, 2.1s.

Número de lecturas promediadas: 1, 2, 4 y 16.

Receptor

Rango del voltaje de entrada: 0 – 180 V con un rango de ganancia automática.

Impedancia de entrada: 22 Mohm.

Rango de medición: 360 k Ω - 0.001 Ω

Filtro pasa baja.

Pantalla: Con 8 caracteres alfanuméricos de cristal líquido.

Fuente de poder: Batería recargable 4Ahr a 12 V.

Peso total. 6 kg.

Es importante señalar que de acuerdo con las especificaciones del equipo de resistividad, las resistividades que pueden presentar las rocas en el área de estudio, queda dentro del rango de valores de resistividad que pueden ser tomados por el equipo. Asimismo, el filtro pasa baja elimina ruidos naturales del subsuelo, además se puede eliminar el ruido ocasionado por las líneas de corriente eléctrica de suministro comercial.

4.1.2 Sismógrafo

Tabla 4-1 Especificaciones técnicas del equipo Seistronix RAS-24 (www.seistronix.com).

MÓDULO RAS-24	
CANALES:	12 o 24
Resolución A/D:	24 bits usando convertidores Delta-Sigma A/D, uno por canal.
Ganancia de amplificador (PG):	12db, 24db, 36db or 48db, selección remota.
Frecuencia de Respuesta:	.125 ms: 2 - 3300Hz, .25 ms: 2 - 1650 Hz, .5 ms: 2 - 825 Hz, 1 ms: 2 - 412 Hz, 2 ms: 2 - 206 Hz, 4 ms: 2 - 103 Hz
Rango dinámico:	112db @ 2 ms PG=36db, 117db @ 2 ms PG=12db (typ)
Distorsión (THD):	.005% at 25 Hz, 2 ms intervalo de muestra (typ)
Comunicación:	Mayor a 90db
CMR:	Mayor a 90db @ 60 Hz
Máxima señal de entrada:	880 mVRMS @ 12db, 55 mVRMS @ 36db
Ruido de entrada:	.21 mVRMS @ 2ms PG=36db, 1.6 mVRMS @ 2ms PG=12db (typ)
Filtro Anti-Alias:	4 ms 103 Hz, 2 ms 206 Hz, 1 ms 412 Hz, .5 ms 825 Hz, .25ms 1650 Hz, .125ms 3300 Hz
Prueba de oscilador:	10, 25, 50, 60, 100, 125, 200, 250 Hz Amplitud ajustable en 10 mV steps
Prueba de instrumento:	Pruebas digitales internas, voltaje de batería, voltaje interno, comunicación, pulso del amplificador, CMR, ruido del amplificador, rango dinámica, ganancia & similaridad de fase, sistema de cronometraje, comunicaciones, verificación del disparador.
Pruebas de línea:	Pulso de geófono, similaridad de geófono, resistencia de geófono, fuga de cable.
Conectores:	Dos conectores 27-pin NK-27-21C para extensión de cables de geófonos, Bendix de 3 pines para disparador, dos Bendix de 6 pines para datos, un adaptador Cannon de 3 pines para toma de corriente.
Energía:	12 volts nominal. En espera: 60ma / Adquisición: 12 canales: 1A, 24 canales: 2A
Dimensiones y peso:	10.5" x 13.5" x 6", 10 libras.
Temperatura:	De -30 a 70° C

Ahora bien, en el caso del equipo de sismica, el equipo ofrece buenas características para poder adquirir datos de buena calidad, ya que de acuerdo a sus especificaciones, tiene una buena resolución en la adquisición de las ondas sísmicas, así mismo ofrece diferente filtrado y varios niveles de amplificación de la señal de llegada, en dependencia de las condiciones del subsuelo, esto garantiza un buen registro de las ondas sísmica en la llegada de la señal. Siendo todo esto parte importante, ya que para poder llevar a cabo un buen procesamiento e interpretación de los datos de resistividad-sísmica, depende de la calidad de los datos tomados en campo.



Figura 4-1 Equipo geofísico de resistividad Campus, utilizado en la toma de datos.



Figura 4-2 Muestra el sismógrafo Seistronix RAS-24 utilizado en la toma de datos.

4.2 ADQUISICIÓN DE DATOS EN LA LÍNEA 1

4.2.1 Sondeos Eléctricos Verticales

En la línea 1, se realizaron 39 sondeos eléctricos verticales, utilizando la configuración electrónica ó arreglo Shlumberger. En los sondeos del 1 al 26 la abertura máxima AB/2, fue de 60 metros y para los sondeos del 28 al 39 la abertura máxima AB/2 fue de solo 20 metros (Fig. 4-3).



Figura 4-3 Toma de datos de resistividad en el sondeo eléctrico vertical No. 26.

La línea 1 tiene un rumbo de 337 grados Azimut. De igual forma el tendido de los cables se realizó en esta misma dirección. La distancia entre los sondeos del 1 al 26 fue de 4 m, y del 28 al 38 fue de 8 m., excepto el sondeo 39 que se colocó a 4 m. del sondeo 38 (Fig. 4-4).

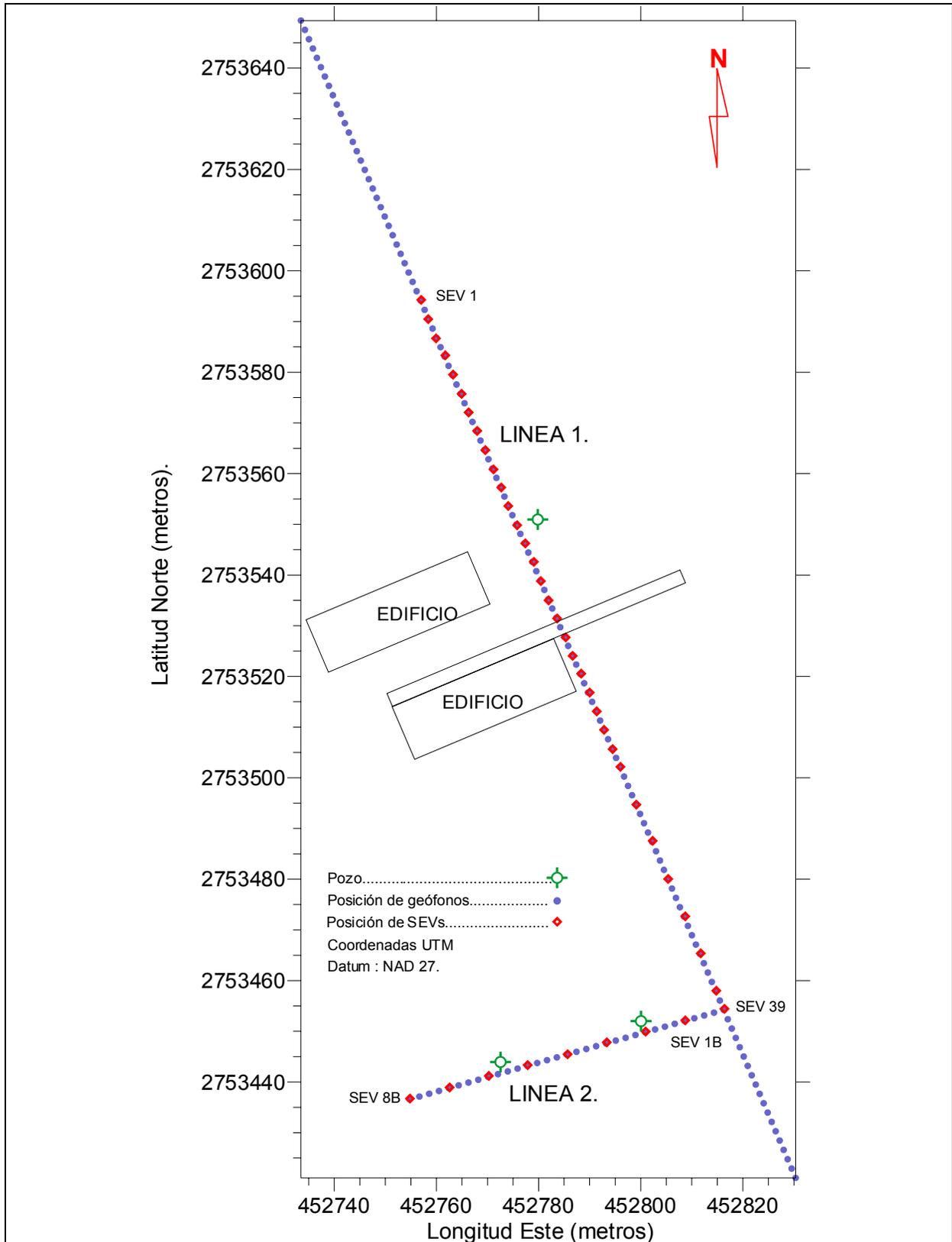


Figura 4-4 Ubicación de los puntos de medición en las líneas 1 y 2.

Con el propósito de obtener una mayor resolución de los datos de resistividad por posibles cambios pequeños en la secuencia de la estratigrafía, se diseñó un patrón de aberturas no logarítmicas, el cual puede ser observado en el ejemplo que se ilustra a continuación (Fig. 4-5).

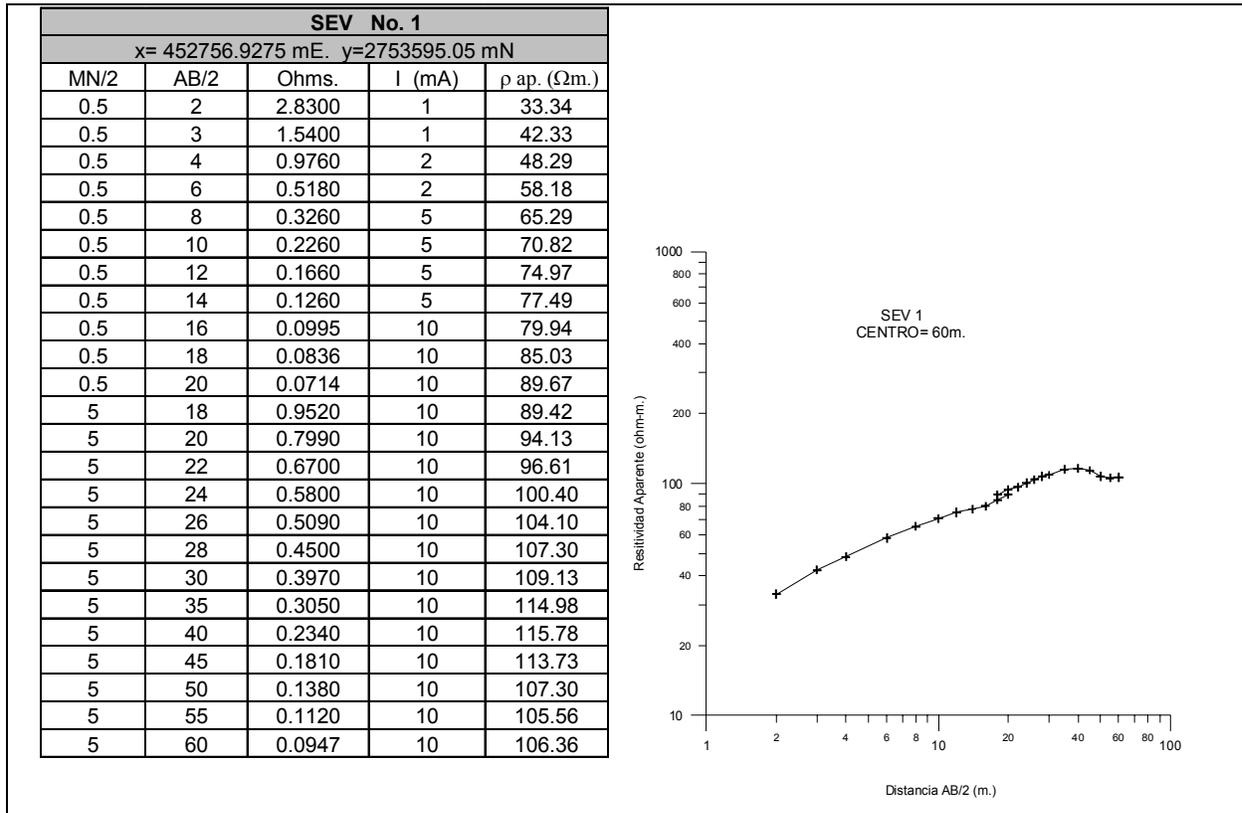


Figura 4-5 Lecturas de resistividad y curva geoelectrica obtenidas en el sondeo eléctrico vertical No. 1.

Nota. Los datos de cada uno de los sondeos, así como las curvas de resistividad de la línea 1, se muestran en la sección de anexos.

4.2.2 Perfil Sísmico

A lo largo de la línea No. 1 se realizó un perfil sísmico de refracción que cubrió el total de la línea (Fig. 4-4).

La distancia entre geófonos fue de 2 metros, realizándose tiros directos e inversos. Las fuentes sísmicas o puntos de tiro fueron colocados en las siguientes ubicaciones del perfil: 0, 46, 94, 96, 144, 146, 190, 192, 238 metros (Fig. 4-6).

La toma de datos se llevo a cabo, registrando los sismogramas correspondientes a los primeros 24 canales, posteriormente se registraban los siguientes 24 canales, teniendo la fuente fija en la misma posición, es decir para registrar un segmento de 48 canales, obteniendo una longitud de registro de 96 metros (Fig. 4-7).

Registrado este segmento, se procedió a cambiar la fuente al extremo contrario para realizar el registro del tiro inverso. Concluido el registro del segmento o tramo, se registra el siguiente segmento, repitiendo los pasos mencionados, de esta manera se cubrió la adquisición de datos de toda la línea 1(Fig. 4-8).

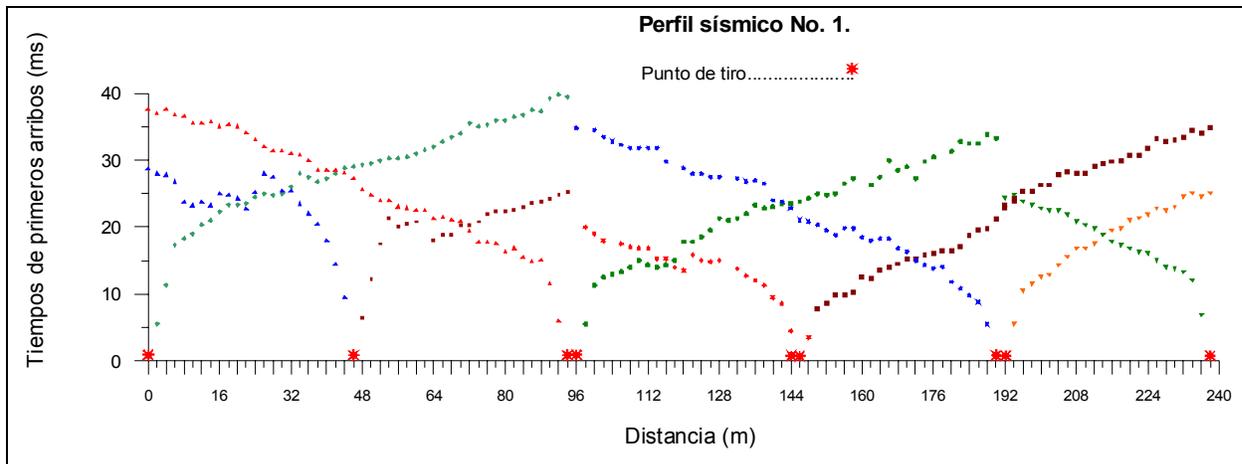


Figura 4-6 Tiempos de viaje de las ondas *P*, para la línea 1.

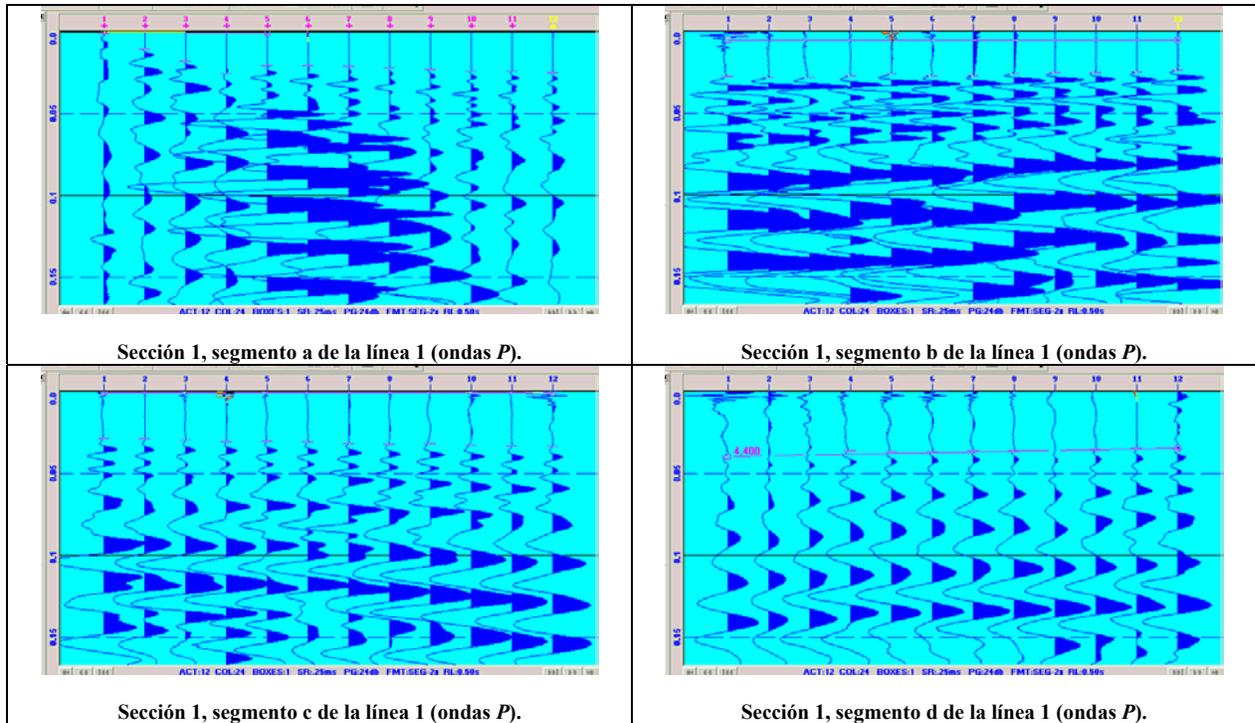


Figura 4-7 Muestra los cuatro sismogramas que corresponden a los segmentos (a, b, c y d) de cada una de las sección de la línea 1.



Figura 4-8 Muestra parte de la toma de datos sísmicos en la línea 1. Aquí se puede apreciar el punto de tiro con el mazo, ubicado en el punto cero al norte de la línea 1.

4.3 ADQUISICIÓN DE DATOS EN LA LÍNEA 2

4.3.1 Sondeos Eléctricos Verticales

En la línea 2, se realizaron 8 sondeos eléctricos verticales, utilizando la configuración electrónica ó arreglo Schlumberger. La abertura máxima $AB/2$ de los sondeos fue de 20 metros (Fig. 4-9). Su rumbo fue de de 254 grados Azimut, y de igual forma el tendido de los cables se realizó en esta misma dirección. La distancia entre los sondeos fue de 8 m.

Al igual que la línea 1, se utilizó la misma configuración de aberturas hasta un $AB/2$ de 20 metros. Asimismo para tener una buena resolución de los datos de resistividad y poder apreciar posibles cambios pequeños en la secuencia de la estratigrafía, se utilizó un patrón de aberturas no logarítmicas (Fig. 4-10).



Figura 4-9 Muestra la realización de uno de los sondeos eléctricos verticales en la línea 2.

Nota. Los datos de cada uno de los sondeos, así como las curvas de resistividad de la línea 2, se muestran en la sección de anexos.

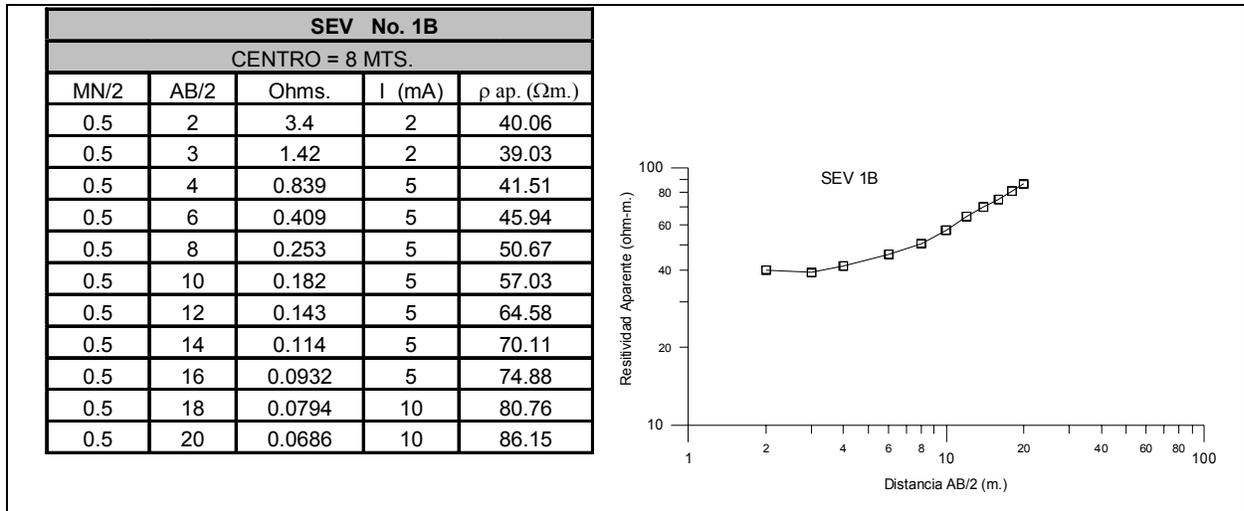


Figura 4-10 Lecturas de resistividad y curva geoelectrica obtenidos en el sondeo eléctrico vertical No. 1B.

4.3.2 Perfil Sísmico

En la línea 2 se realizó un perfil sísmico de refracción que cubrió el total de la línea (Fig. 4-4).

La distancia entre geófonos fue de 2 m, realizándose tiros directos e inversos. Las fuentes sísmicas o puntos de tiro fueron colocados en las siguientes ubicaciones del perfil: -8, -2, 48, 54 m (Fig. 4-11).

La toma de datos se llevo a cabo, registrando los sismogramas correspondientes a los primeros 24 canales, obteniendo una longitud de registro de 48 metros (Fig. 4-12).

Registrado este segmento, se procedió a cambiar la fuente al extremo contrario para realizar el registro del tiro inverso.

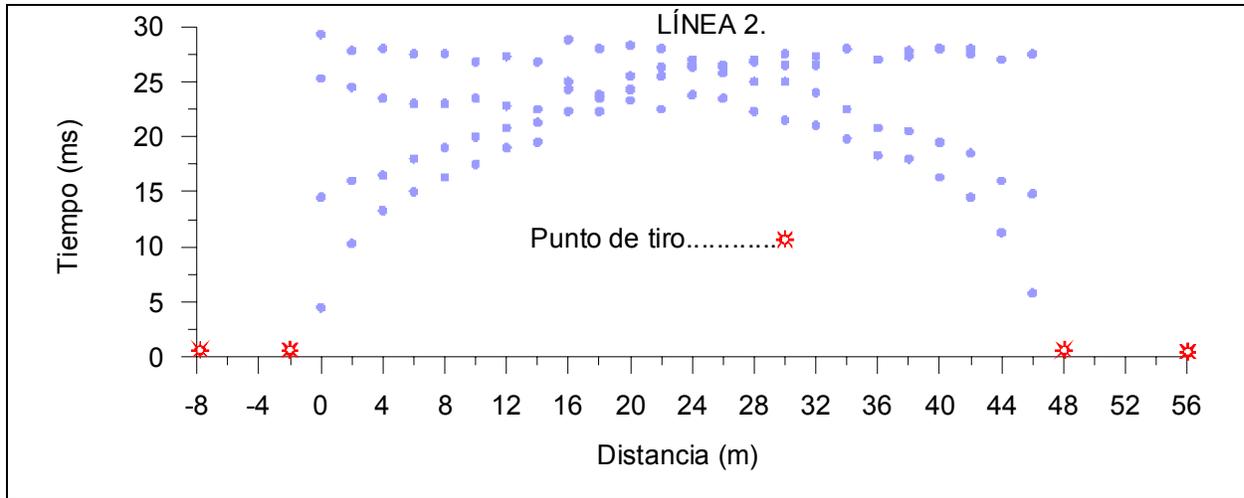


Figura 4-11 Tiempos de viaje de ondas P , para la línea 2.

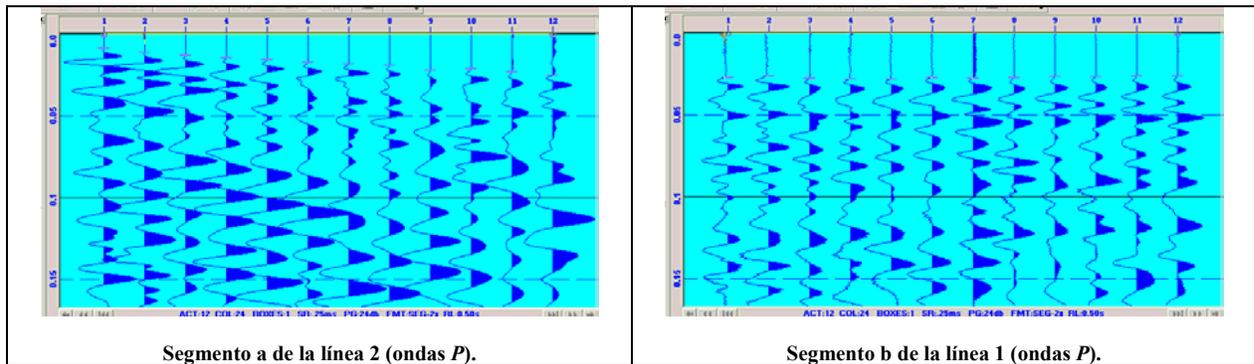


Figura 4-12 Muestra los dos sismogramas que corresponden a los segmentos (a y b) de la línea 2.

CAPÍTULO 5

INVERSIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD Y SÍSMICA

5.1 INVERSIÓN SEPARADA

Se inició con la preparación de todo lo necesario para comenzar las pruebas de procesamiento. Esto incluyó preparar los datos de campo al formato requerido por el programa de inversión. Así como realizar la discretización del subsuelo en el tamaño y distribución de las celdas (Fig. 5-1), crear los modelos iniciales, tanto para resistividad (Fig. 5-2) como para sísmica (Fig. 5-3).

De acuerdo con los valores de resistividad obtenidos de la toma de datos en las dos líneas, se observó que los valores más pequeños eran de alrededor de los 10 ohm-m, y los valores mayores eran de alrededor de los 110 ohm-m, de tal manera que se tomó un valor intermedio de 50 ohm-m.

Para el modelo de resistividad se tomaron los siguientes parámetros: un valor de 50 ohm-m para el interior del rectángulo que forma nuestra zona de estudio, y para el exterior de él, se tomó una resistividad muy alta, como se puede apreciar en la figura 5-2. En el caso del modelo sísmico, los parámetros considerados fueron los siguientes: el modelo debe iniciar con una velocidad de 400 m/s a los 0 metros, posteriormente debe incrementarse de acuerdo al incremento de la profundidad hasta alcanzar una velocidad de 3000 m/s a una profundidad de 10 metros. Este parámetro se tomó de los resultados obtenidos por Montalvo- Arrieta *et al.*, 2005. En donde encontraron que la Formación Méndez (lutitas) tenía profundidades de 4 a 13 m y su velocidad V_p promedio, fue estimada en 3195 m/s. Después de los 10 metros el modelo incrementará la velocidad sísmica según aumente la profundidad, es decir como un modelo de capas planas horizontales (Fig. 5-3).

Estos parámetros fueron tomados de acuerdo a Montalvo-Arrieta *et al.*, 2005. Encontrando las velocidades promedio para las siguientes unidades geológicas en la región de Linares.

Suelos recientes:	V_p (Prom.)= 338 m/s.
Aluvión (Cuaternario):	V_p (Prom.)= 957 m/s.
Conglomerado (Terciario):	V_p (prom.)= 2471 m/s.
Lutitas (Cretácico Sup.):	V_p (prom.)= 3195 m/s.

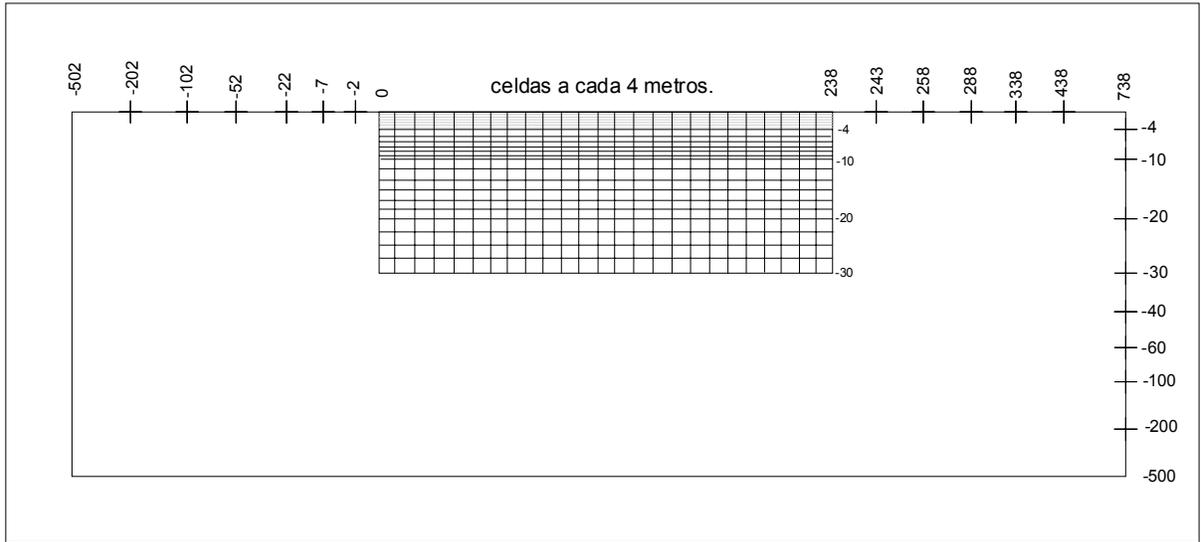


Figura 5-1 Modelo discretizado del subsuelo de la Línea 1.

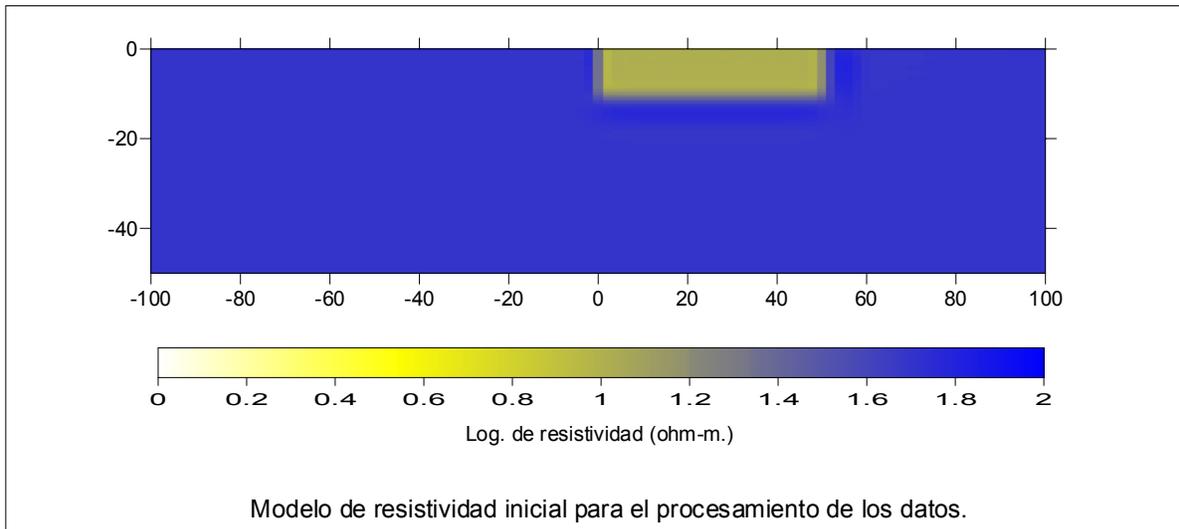


Figura 5-2 Modelo inicial de resistividad para el procesamiento de los datos en la línea 2.

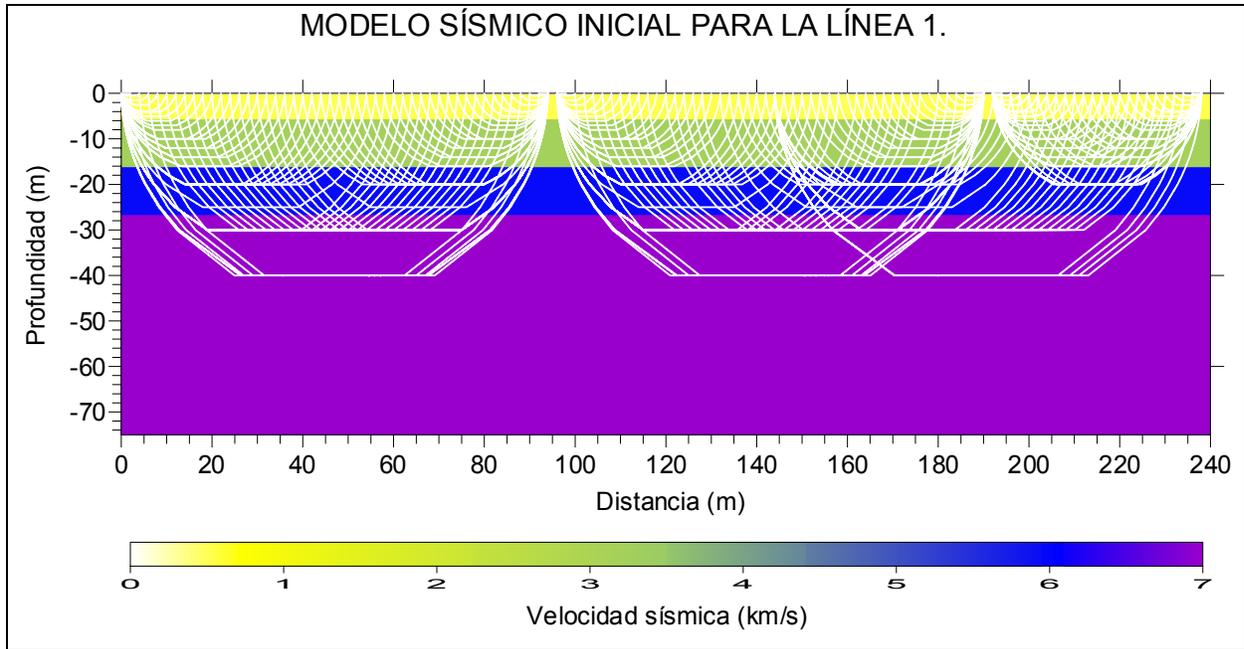


Figura 5-3 Muestra el modelo sísmico inicial, así como la trayectoria de los rayos sísmicos que se espera tener en el subsuelo de la línea 1.

5.1.1 Inversión Línea 1

Después de terminar la etapa de preparación, se inició con el procesamiento de la línea No. 1, en la cual se procesaron los datos de resistividad y sísmica de manera individual, este primer paso fue realizado con un ciclo de iteración máximo de seis iteraciones.

Esta primera prueba tuvo el propósito de obtener una sobrevista de los datos obtenidos en la línea 1, así de analizar el grado de error que pudiesen tener los datos colectados en campo.

Los primeros resultados se presentan en la figura 5-4, mostrada a continuación.

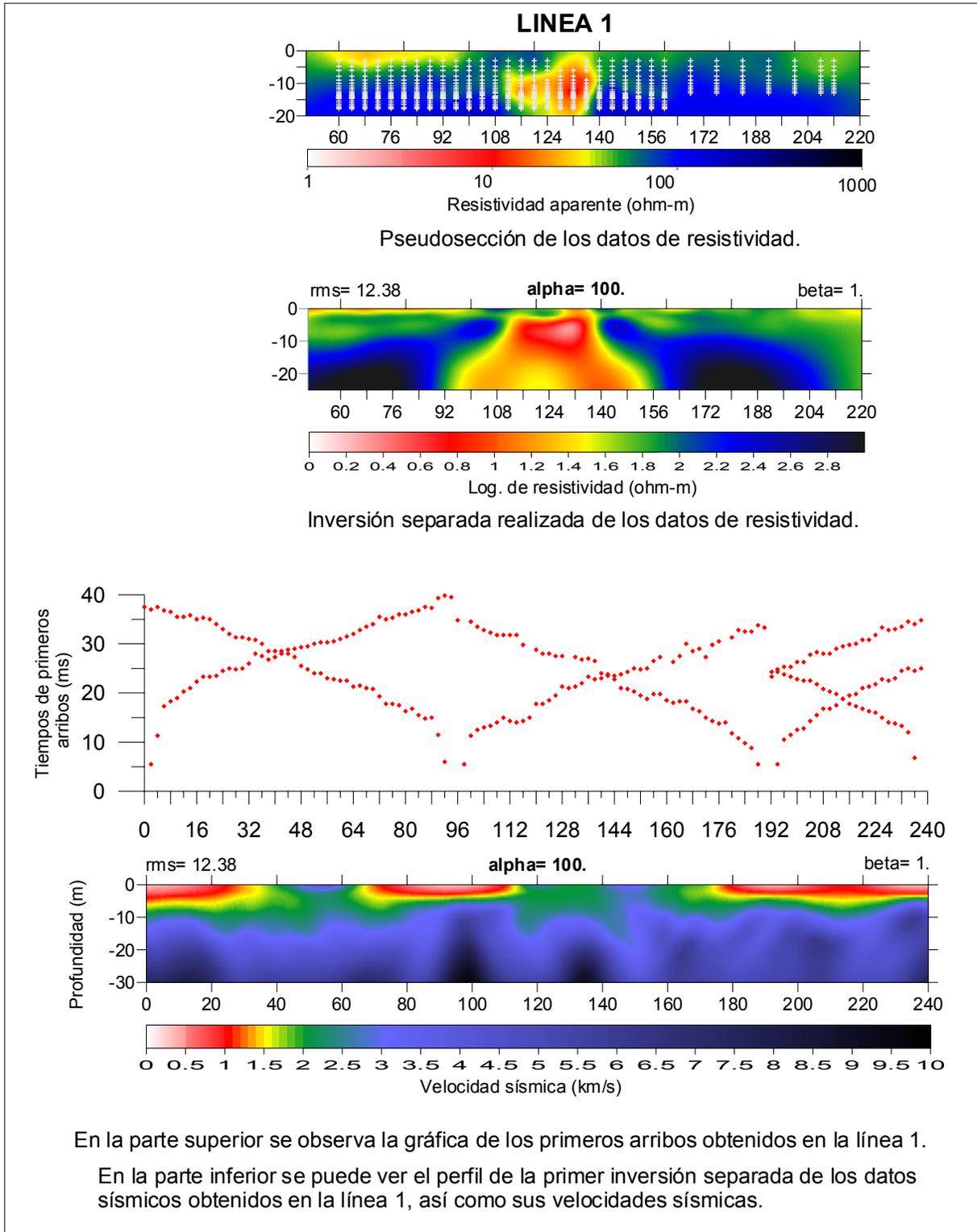


Figura 5-4 Datos de resistividad con su inversión separada (parte superior). Asimismo, datos sísmicos (tiempos de primeros arribos) con su inversión separada (velocidades sísmicas).

En el transcurso de cada inversión de datos, tanto de resistividad como de sísmica, se hace referencia de dos factores que se estarán utilizando constantemente, esto se refiere a los factores *alpha* y *beta* las cuales aparecen en la función objetivo de la inversión conjunta (Ecs. 8 y 9).

Alpha es el valor dado para el grado de suavizamiento que se desea utilizar en la inversión de los datos. Es así que, si se tienen valores altos de alpha como por ejemplo un valor de 1000, el modelo producido por la inversión será muy suave o suavizado, lo cual no nos proporciona mayores detalles de las estructuras.

Por otro lado, cuando alpha es muy pequeño, como 1, el modelo producido por la inversión será muy poco suavizado, lo cual hace que la inversión produzca una exageración de estructuras para poder justificar lo más rigurosamente posible los datos de campo, este caso tampoco es conveniente, ya que aparecerán mas estructuras que las que realmente existen.

Ahora bien, *beta* es el ajuste de los datos, es decir el nivel de confianza. Este factor de ajuste de los datos se realiza gradualmente durante el proceso de inversión, de acuerdo a los valores límites que se señalen. De tal forma que un valor grande como 1000, le estará exigiendo poco ajuste a los datos, cuando beta alcanza el valor de 1, nos dice que el ajuste se ha alcanzado al 100%.

Posteriormente se realizó un análisis entre los datos observados y los datos procesados, es decir se obtuvieron los valores residuales, producto del desarrollo de la función objetivo de la inversión conjunta (Ecuación 9). Con el objeto de observar el nivel de confianza que podríamos tener de los datos observados, así como distinguir las zonas con mayor problema de ajuste.

Estas gráficas se muestran en las figuras 5-5 y 5-6.

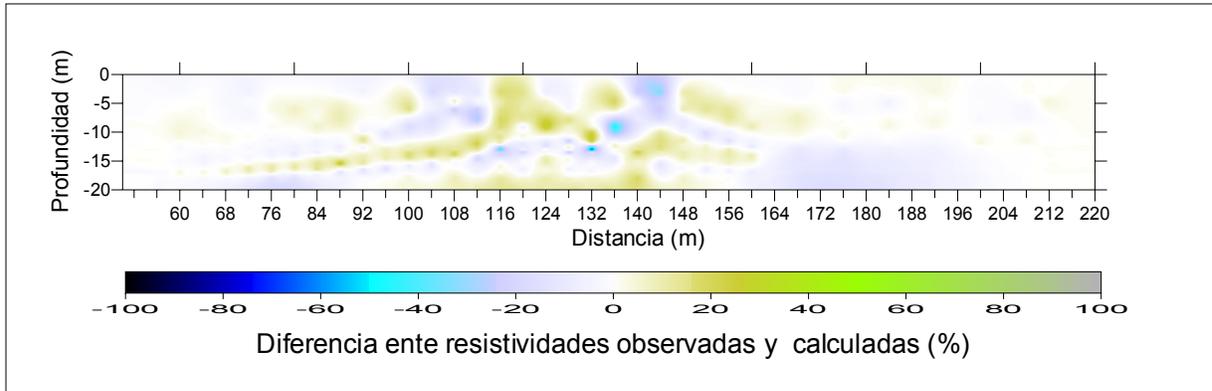


Figura 5-5 Residual de resistividad observado en la línea 1.

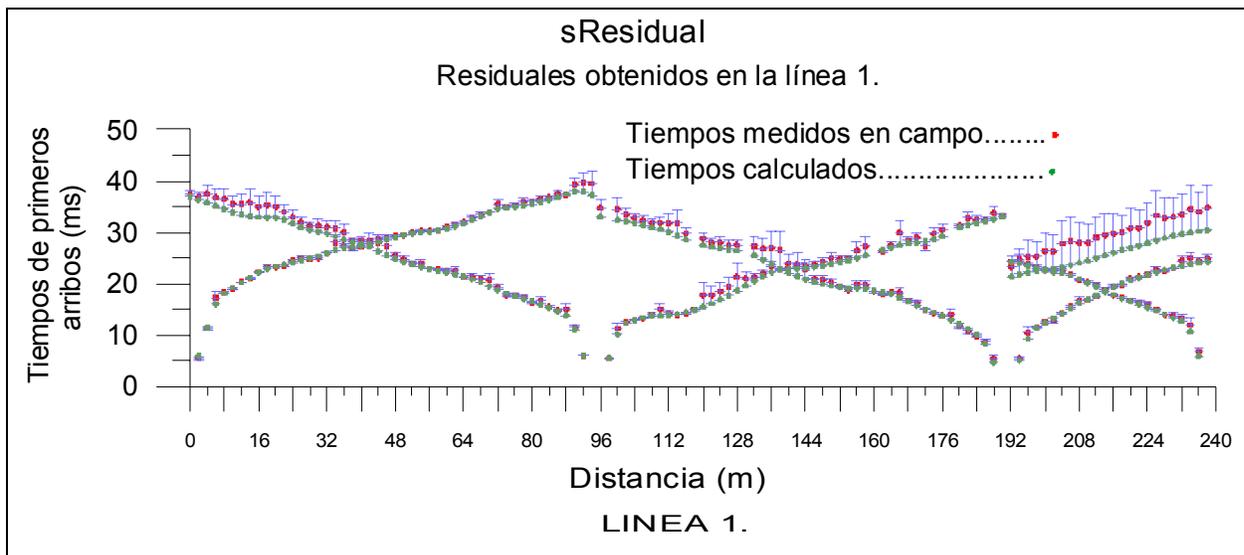


Figura 5-6 Residuales de tiempos de primeros arribos observados en la línea 1.

Después de realizar la primera prueba, la cual se identifica como TEST 00 y SEP 00, efectuándose cuatro pruebas ó experimentos, los cuales se registraron para su comparación posterior al realizar la inversión conjunta. En la figura 5-5 correspondiente a los residuales de resistividad, se observa valores altos en la parte central del perfil, es decir de 116 a 148 m, alrededor de la anomalía observada en los datos de resistividad. Esto indica la dificultad del programa para poder ajustar los datos calculados con los datos observados.

Asimismo, en la figura 5-6, correspondiente a los valores de tiempos de los datos sísmicos, observamos que el segmento superior de los 194 a los 236 metros, presentó valores residuales altos. Siendo el único segmento de los datos en el cual el nivel de confianza es menor, de ahí en fuera el resto de los datos presentan residuales pequeños, lo cual indica un mejor ajuste entre los valores observados y los calculados.

Durante este proceso, se probó la inversión con diferentes factores de suavizamiento (α) y grado de ajuste de los datos (β) en los modelos para poder observar cuales de ellos ofrecen un mejor ajuste desde el punto de vista matemático, y además tenga coherencia geológica.

En la prueba SEP 01 se utilizó un alpha igual a 100 para ambas inversiones separadas (resistividad y sísmica) observándose los dos modelos resultantes. En la prueba SEP 02 se utilizó un factor alpha igual a 10 para ambas inversiones separadas. Se observó que en los modelos resultantes aparecían estructuras más marcadas que en los modelos generados en la prueba SEP 01.

De igual manera, en la prueba SEP 03 se utilizó un factor alpha igual a 1. Observándose una sobrestimación de los contrastes de resistividad del subsuelo, dando la apariencia de un mayor número de estructuras, lo cual no es conveniente por la tendencia a sobrestimar rasgos geológicos que no existen. Es así que, con estos resultados, se consideró utilizar un valor de 100 para alpha, siendo éste el valor más adecuad, así que en la prueba SEP 04 se utilizó un alpha igual a 100. La diferencia de esta prueba radicó en que se añadió un mayor número de datos sísmicos (Fig. 5-7).

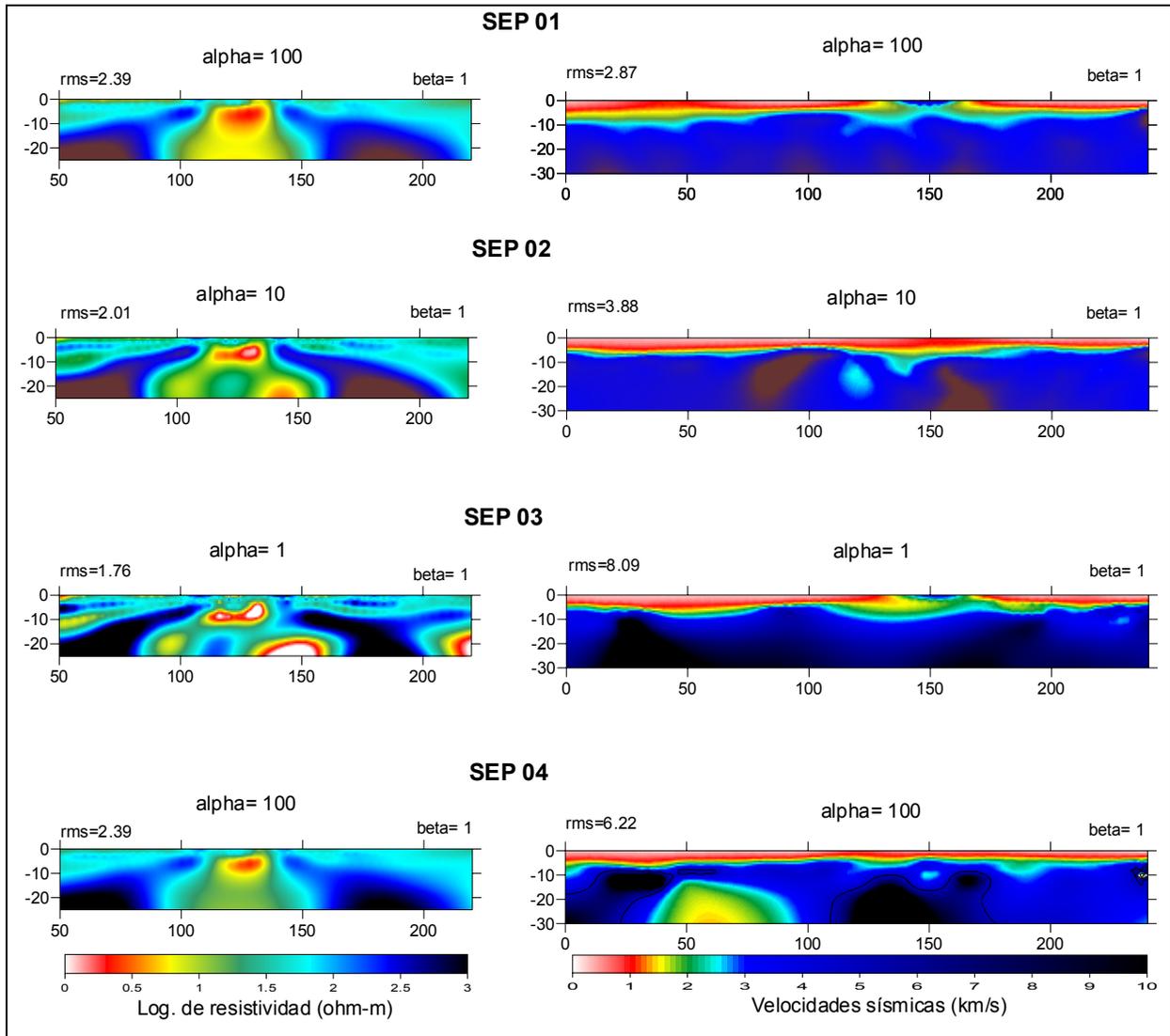


Figura 5-7 Muestra cuatro pruebas de inversión separada, utilizando diferente valor del factor de suavizamiento de los modelos.

5.1.2 Inversión Línea 2

Al término de estas pruebas, realizamos el proceso de la inversión separada de la línea 2, la cual se muestra en la figura 5-8, en ella podemos apreciar el desarrollo de la inversión. Así mismo, vemos que los modelos presentan una estratificación prácticamente plana, sin aparecer zonas con valores anómalos.

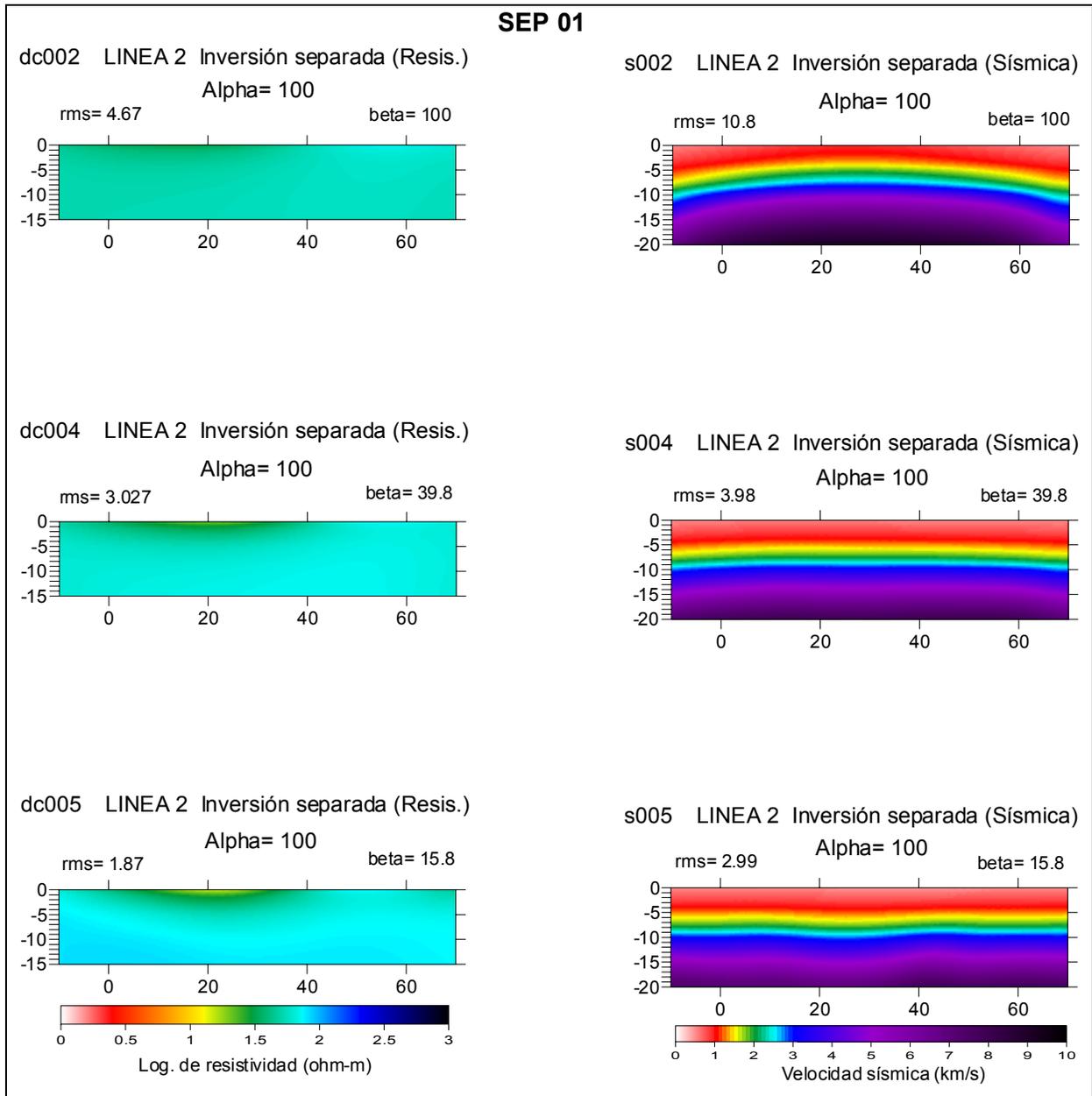


Figura 5-8 Modelos obtenidos de la inversión separada de la línea 2.

5.2 INVERSIÓN CONJUNTA

5.2.1 Inversión Línea 1

Terminada la etapa de pruebas con inversión separada, se procedió a trabajar con la inversión conjunta de los datos.

En la figura 5-9, se muestra las gráficas de los datos de campo con los cuales se trabajó la inversión conjunta para la línea 1.

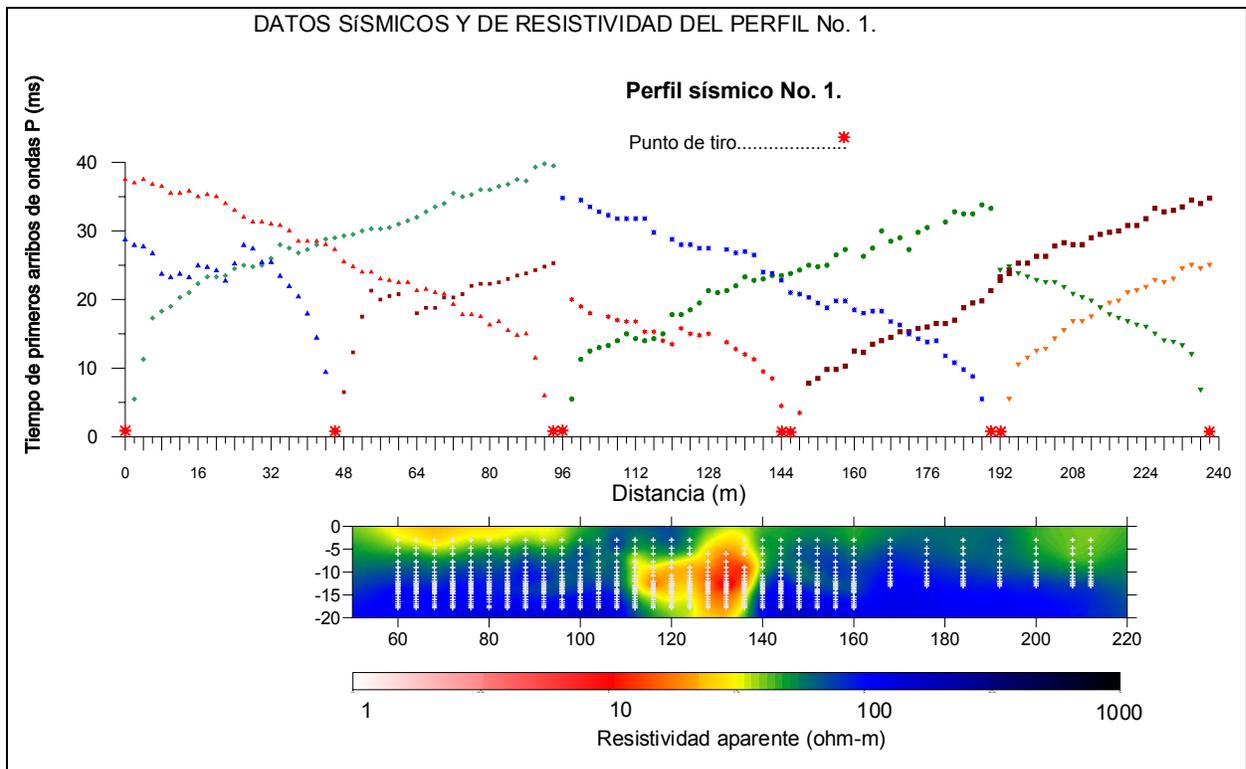


Figura 5-9 Muestra las gráficas de los datos de campo de la línea 1 que se tomaron para las diferentes pruebas de inversión conjunta.

La primer prueba, se inició tomando los datos considerados en la prueba SEP 04, siguiendo la misma secuencia de procesamiento, solo que en lugar de realizar la inversión separada, ya se trabajó la inversión conjunta. Asimismo, se inició con un factor de suavizamiento $\alpha = 1$ (Fig. 5-10).

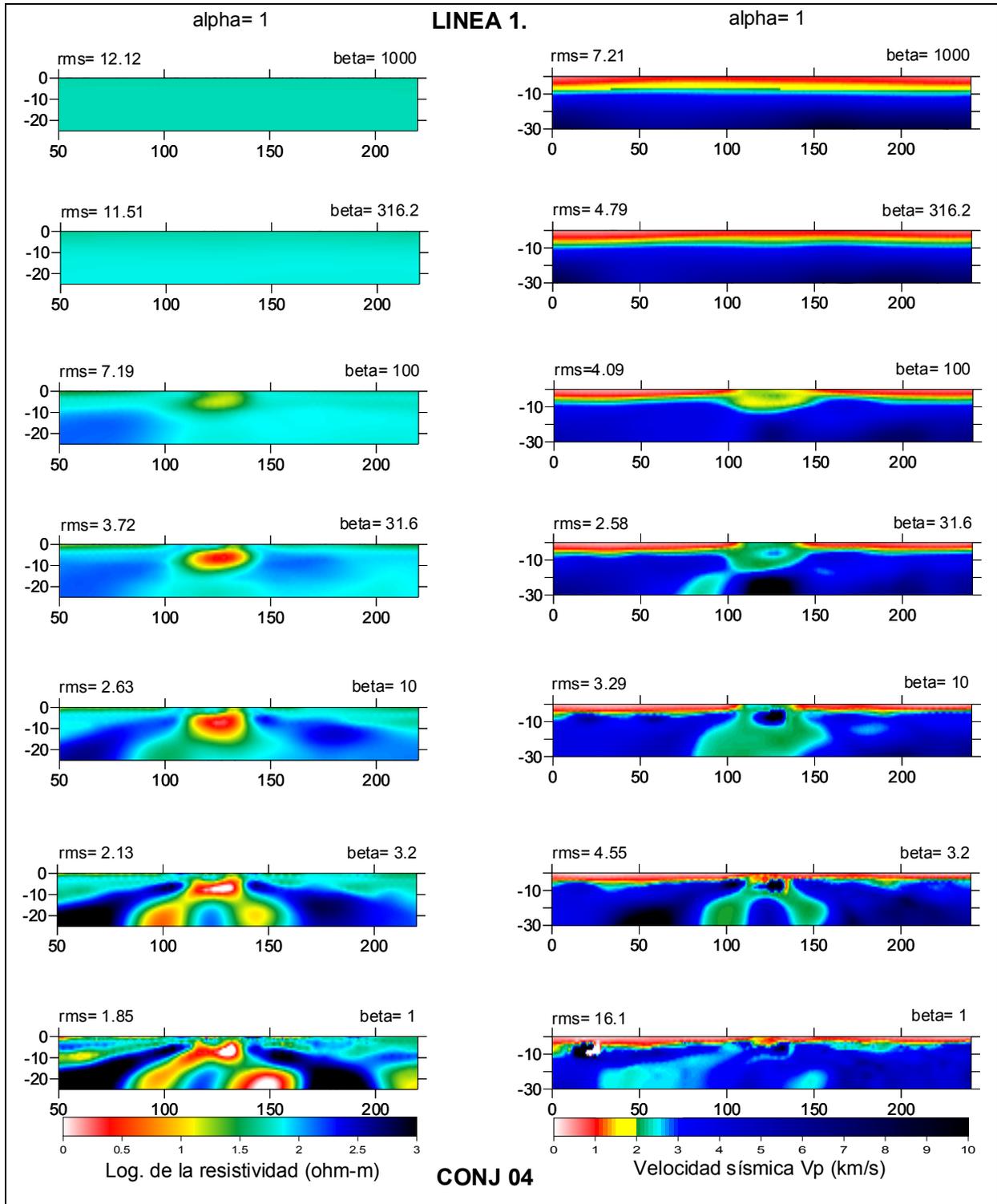


Figura 5-10 Muestra el desarrollo en secuencia de los modelos de resistividad y sísmica, de acuerdo a como se van ajustando los datos.

Es importante mencionar que en el proceso de la generación de los modelos, siempre se toma el par de modelos que corresponde a una misma iteración (de resistividad y sísmico), de tal manera que no necesariamente la última iteración tiene que corresponder al par de modelos con un mejor *rms*. Como se puede ver en la secuencia de los modelos generados en la figura 6-10, en donde se puede ver que los modelos eléctricos generados, siguen una secuencia de ajuste cada vez mejor, sin embargo la secuencia correspondiente a los modelos de sísmica no siguen este patrón, desde un $\beta = 1000$ hasta $\beta = 31.6$ los modelos se ajustan cada vez mejor, disminuyendo su *rms*, sin embargo a partir del modelo cuyo $\beta = 10$ hasta $\beta = 1$, los modelos se desajustan, aumentando el valor del *rms*. Así mismo, se observa que en los últimos modelos presentan una sobre estimación de las estructuras del subsuelo, esto se aprecia principalmente en el modelo de resistividad.

Posteriormente se continuó con las pruebas, realizando la prueba CONJ 05 en donde se asignó para los modelos de resistividad un factor de suavizamiento $\alpha = 1$ y para los modelos de velocidades sísmicas, un factor $\alpha = 10$.

El resultado de esta prueba se muestra en la figura 5-11. En ella se puede ver una secuencia progresiva, iniciando con un par de modelos muy suavizados y posteriormente se van proporcionando rasgos de las estructuras cada vez más detallados, de igual forma se puede ver una secuencia progresiva en cuanto al ajuste de los datos, observando cada vez valores más pequeños de *rms*. De igual manera, se ve que los modelos de resistividad están sobrestimados. Por otro lado, se observa que los modelos presentaron discrepancias estructurales, esencialmente en la anomalía de baja resistividad que aparece en la parte central del modelo y que en el modelo de velocidades sísmicas no se visualiza.

Esto sugiere que el método eléctrico está visualizando una zona puntual de muy baja resistividad y que el método sísmico debido a su naturaleza, no es afectado por esta zona de baja resistividad.

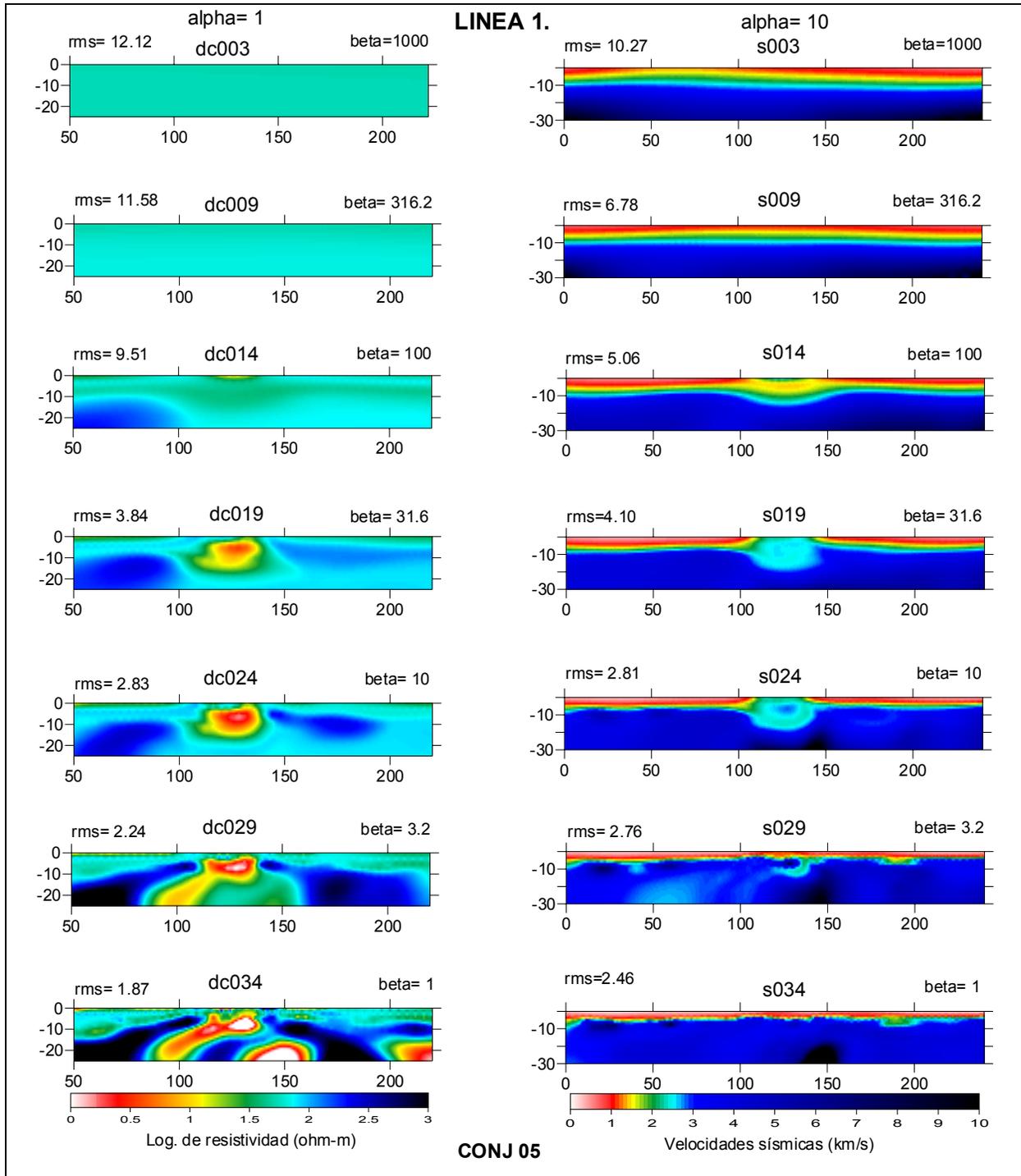


Figura 5-11 Modelos de resistividad y de velocidades sísmicas generados en la prueba CONJ 05.

Después de realizar estas pruebas de inversión conjunta, se hizo la prueba CONJ 06 donde se probaron algunos factores de ajuste de los datos, haciendo este ajuste más estrecho. Es decir, se asignó un valor de beta a partir de 1, hasta un valor de 0.01 (Fig. 5-12).

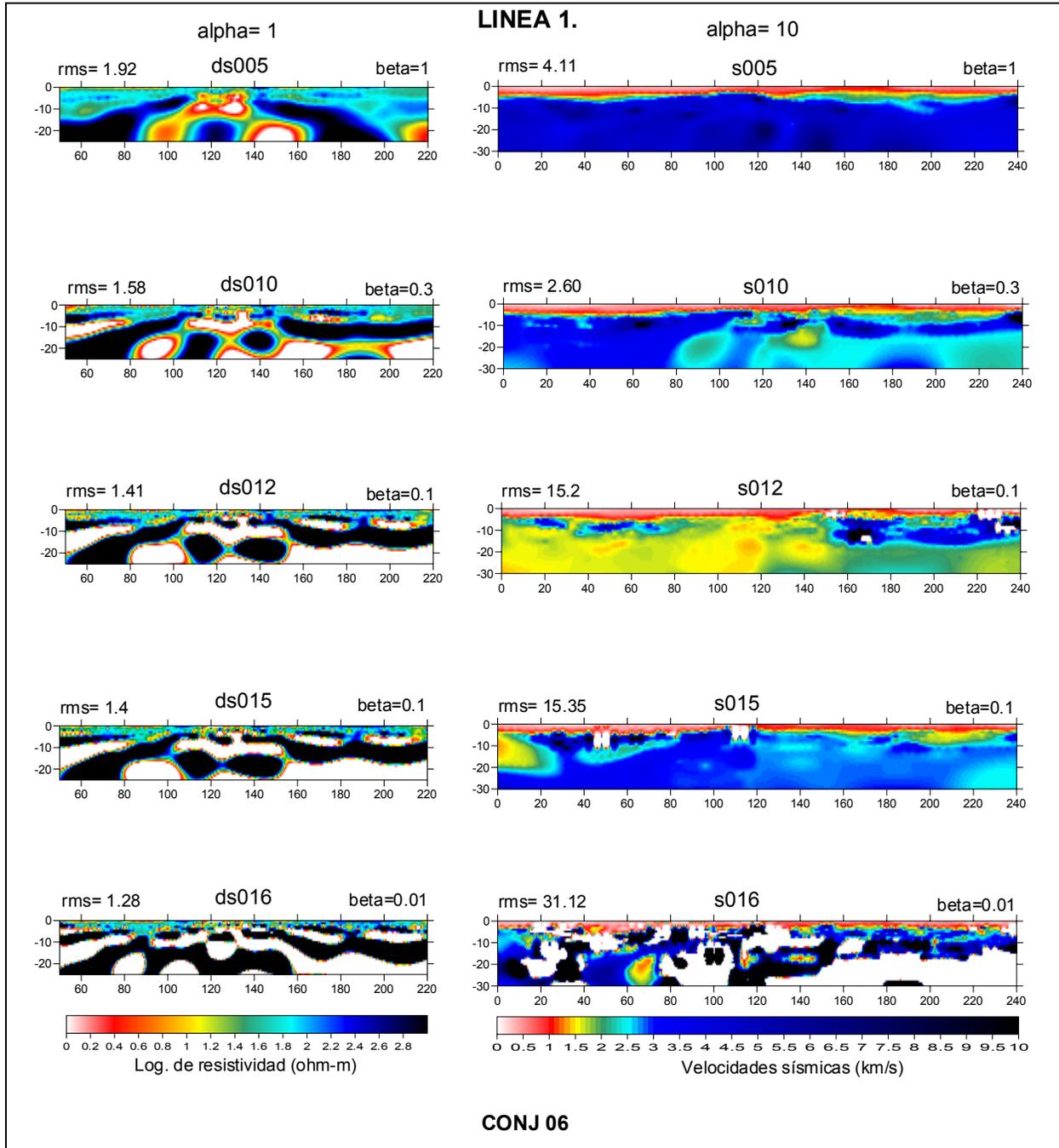


Figura 5-12 Muestra los diferentes modelos obtenidos durante el proceso de la inversión conjunta cuando se asignan valores muy ajustados a los datos observados.

En la figura 5-12, se puede ver un ejemplo claro del comportamiento de la inversión conjunta cuando exigimos valores muy restringidos del ajuste, entre los datos observados y de los datos procesados. Por un lado, se observa que se sobrestiman las estructuras de los modelos cada vez más, al hacer que el ajuste sea mayor, también se observa que el *rms* aumenta en el caso de los modelos sísmicos, indicando que los modelos tienden a desajustarse al forzar un ajuste excesivo de los datos.

Después de probar diferentes coeficientes de suavizamiento *alpha*, y de igual forma diferentes coeficientes de ajuste *beta* de los datos, de acuerdo con el desarrollo de las diferentes pruebas, se definieron los parámetros considerados como más adecuados para las siguientes pruebas. Se consideró un valores de *alpha* igual a 100, y manejar un rango de ajuste de los datos, iniciando con un valor de *beta* igual a 100, y que progresivamente se vaya ajustando en seis pasos hasta alcanzar un ajuste de *beta* igual a 1. Este proceso lo apreciamos en la prueba CONJ 07 (Fig. 5-13). Ahora bien, se obtuvieron los dos modelos (resistividad y sísmica) de la última iteración de la prueba CONJ 07, observando que ambos modelos trataron de ajustarse; asimismo se compararon con los modelos que se generaron en la prueba SEP 04 (de inversión separada) pudiendo ver una gran discrepancia de la estructura, principalmente en el modelo de sísmica.

Ahora bien, se tiene un argumento muy fuerte para pensar que los modelos generados en la prueba CONJ 07, no están proporcionando la realidad geológica del subsuelo en la línea 1. Este argumento se debe al conocimiento de la geología del área de estudio. La cual presenta sedimentos aluviales estratificados en diferente composición, teniendo sedimentos de limos, arenas arcillosas, limos arenosos, gravas y mezclas entre ellos. Estos sedimentos son muy superficiales, aproximadamente hasta 5 metros de profundidad; subyaciendo a estos, se tiene una zona transicional de degradación de la lutita Méndez con espesor variable, esto debido principalmente al agua de lluvia que se infiltra al subsuelo a través de los sedimentos aluviales y que es retenida por el límite superior de las lutitas. Finalmente tenemos las lutitas sanas no alteradas. Cabe mencionar que la Formación Méndez presenta algunas zonas de fracturamiento, formando un sistema irregular de fracturas favorables para la formación de un sistema acuífero.

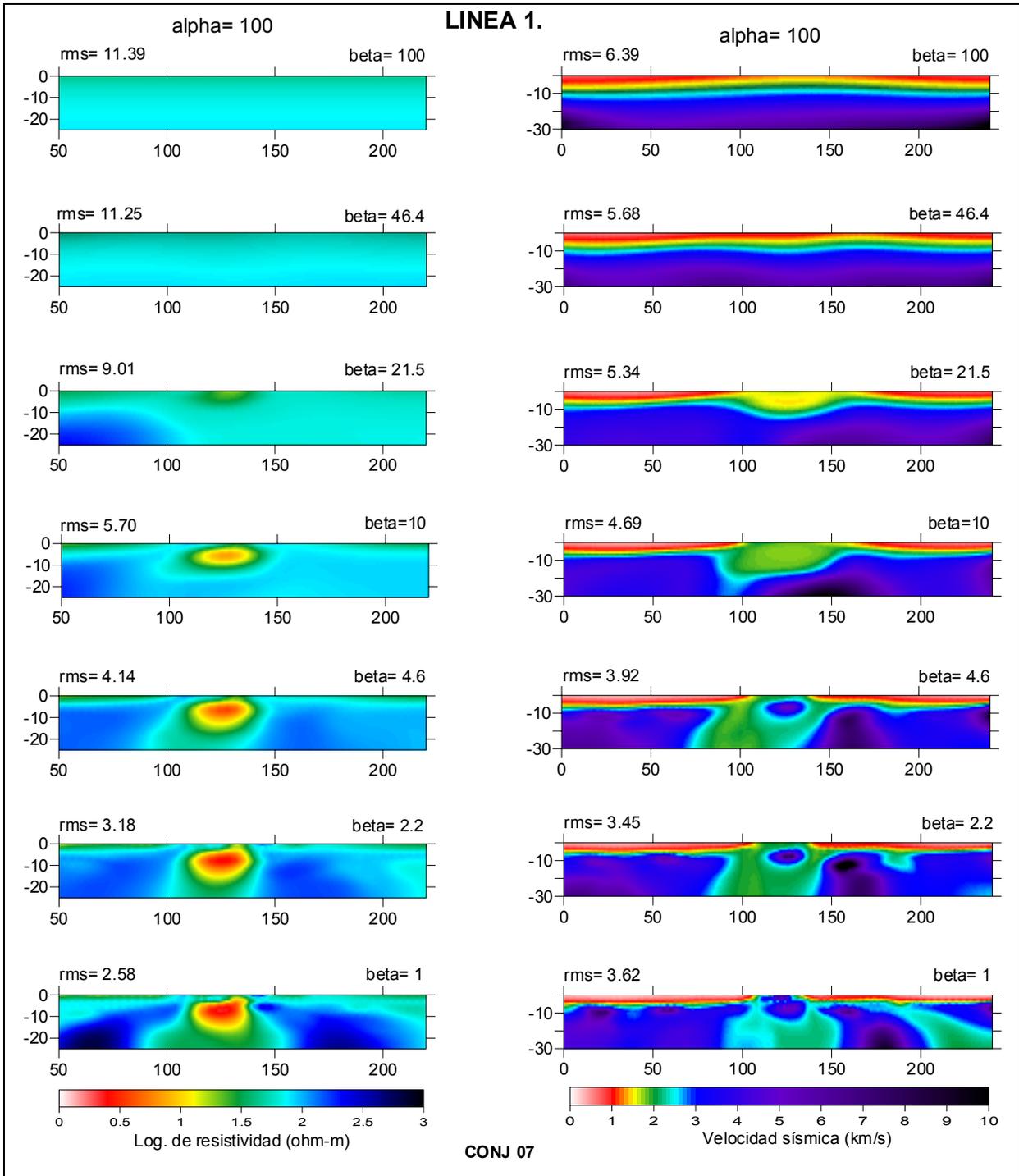


Figura 5-13 Se muestra el desarrollo secuencial de los modelos obtenidos en la prueba CONJ07.

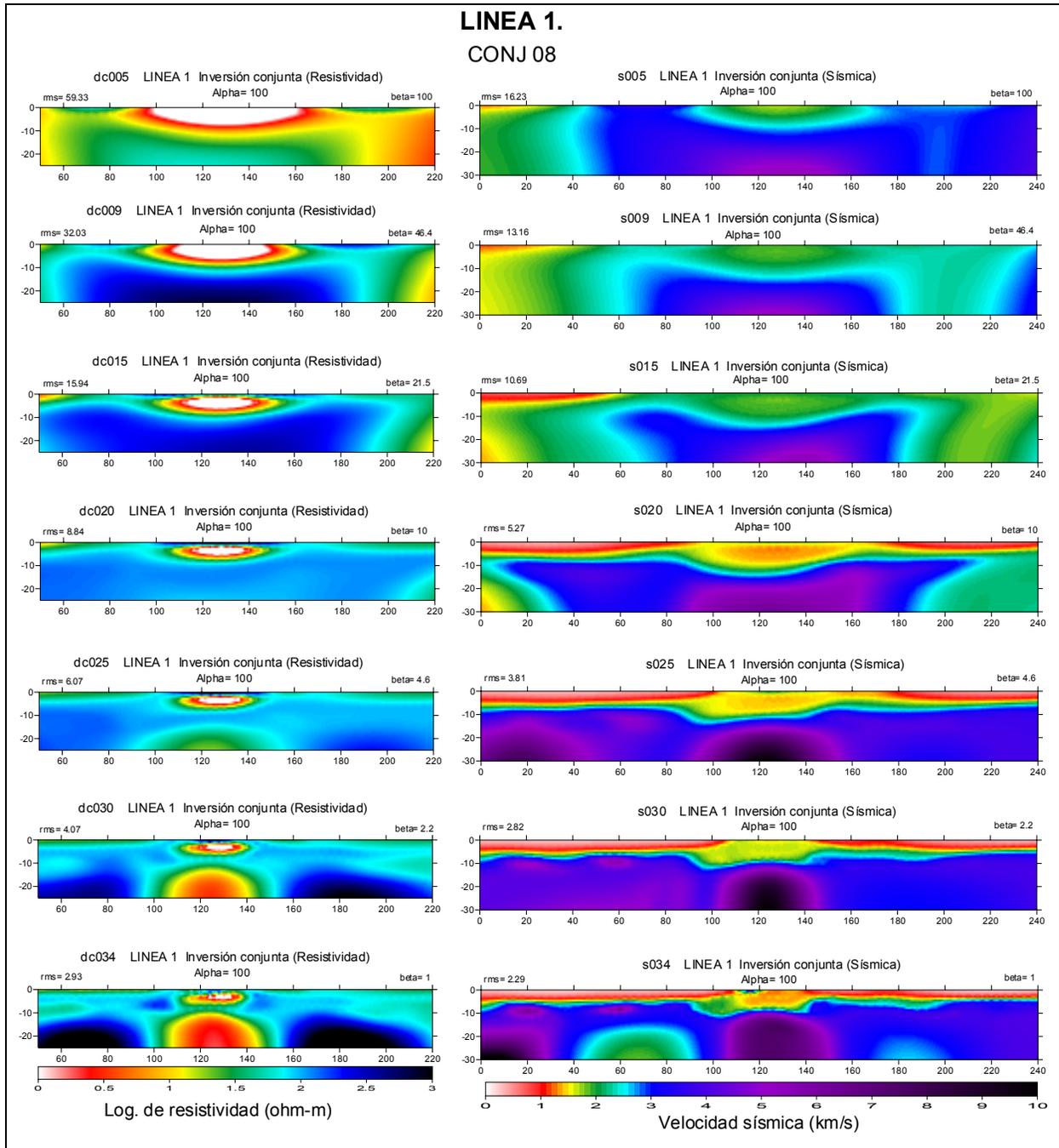


Figura 5-14 Prueba CONJ 08, en donde se asignó un valor bajo de la desviación estándar de los datos de resistividad aparente que corresponden a la zona anómala para aislar ésta y que no influya tanto en el modelo de sísmica.

De hecho, en toda la región de Linares, N. L. este sistema acuífero es muy importante para el abastecimiento de agua y sustento de muchas de las actividades humanas.

Es así que, el modelo de resistividad surgido de la inversión, visualiza una zona reducida con valores muy bajos de resistividad, además se observa la difusión del campo eléctrico que se genera alrededor de esta zona de baja resistividad, la cual puede ser originada por algún objeto metálico enterrado en ese lugar. Sin embargo esa difusión del campo eléctrico no es indicativo de la estructura que aparece.

Por otro lado, el modelo que proporciona la sísmica en la inversión separada, se ha generado sin influencia del modelo de resistividad, la sísmica sugiere un modelo estratificado horizontal de los primeros sedimentos y del límite superior de la Formación Méndez, acorde al conocimiento de la geología.

Observando el modelo producido en la inversión conjunta (CONJ O7), se aprecia que el modelo eléctrico influye mucho y sugiere al modelo sísmico la estructura que se visualiza (Fig. 5-13). Por otro lado, se analizó el nivel de confianza de los datos de resistividad, obteniendo sus residuales (Fig. 5-5), observando que los residuales de mayor valor se ubican en la anomalía de baja resistividad y a su alrededor, asimismo se graficaron los residuales de los tiempos de arribo (Fig. 5-6) lo cual se ve que éstos son pequeños en esta misma zona, indicando que el nivel de confianza es más grande para los datos sísmicos y que la estructura que aparecen en el modelo eléctrico es producto de la difusión originada por la anomalía de baja resistividad.

Debido a esto, se realizó la prueba CONJ 08 (Fig. 5-14) asignando al modelo un valor de resistividad muy bajo (0.01 ohm-m) en las celdas donde se observa la anomalía, y valores más altos a su alrededor. Con el propósito de que la zona de baja resistividad no afecte a su alrededor y su influencia hacia el modelo sísmico sea minimizada. Con esto, el modelo sísmico mejoró, proporcionando un modelo estratificado más acorde a la geología, sin embargo el modelo de resistividad fue muy contrastante (Fig. 5-14).

Para mejorar los resultados hasta el momento encontrados, se realizó la prueba CONJ 09, en la cual se asignó un valor no tan bajo (5 ohm-m) en las celdas correspondientes a la anomalía de baja resistividad. Así mismo se asignó un ajuste no tan restrictivo, sino que se permitió que el programa buscara los valores más adecuados. Observando en esta prueba, que hasta los modelos dc029 y s029 el ajuste fue progresivamente mejor; sin embargo en el último modelo se desajusta. En general, los modelos eléctricos ajustan bien, sin embargo los modelos de sísmica son influenciados por la resistividad, lo cual tratamos de evitar (Fig. 5-15).

En este caso, se esperaba encontrar modelos que satisficieran de una manera más adecuada tanto la parte matemática, geofísica y geológica de acuerdo al conocimiento del área de estudio. Sin embargo no se alcanzó el objetivo, decidiéndose realizar la siguiente prueba. Omitiendo los datos de resistividad de los sondeos en los cuales los valores son influenciados por el bajo resistivo. El motivo de la prueba fue ver el comportamiento y desarrollo de los modelos dados por la inversión conjunta, asumiendo que no se tiene una anomalía de baja resistividad. Esta prueba corresponde a la CONJ 10.

En la figura 5-16, se aprecia el desarrollo de los modelos generados por esta prueba. Enfocando la atención en el desarrollo de los modelos de sísmica, ya que estos discrepaban estructuralmente de los modelos procesados en la inversión separada y con el conocimiento previo de la geología del área de estudio. Los modelos sísmicos generados en esta prueba son más acordes con los modelos de sísmica generados en la inversión separada, y de igual forma al modelo geológico que se espera tener en el área.

A pesar de que los modelos eléctrico y sísmico del subsuelo que se generaron en la prueba CONJ 10, satisfacen la condición de *Gradientes Cruzados*, lo cual podemos apreciar en los valores obtenidos de los rms (figura 5-16), el algoritmo manejado en este trabajo, no es capaz de separar ambas estructuras geofísicas en la práctica, ya que su filosofía se basa en alcanzar la mayor similitud posible entre los modelos.

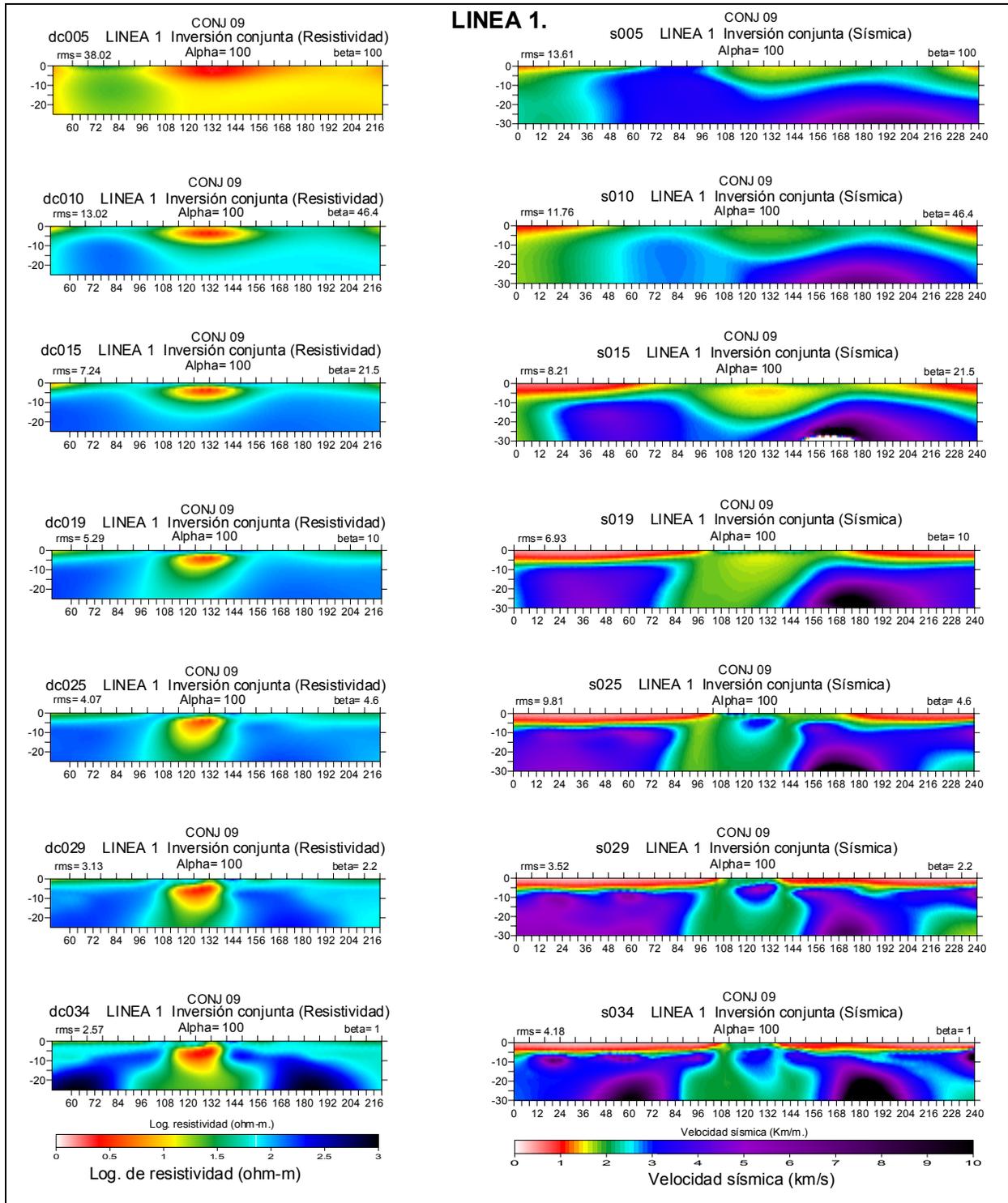


Figura 5-15 Prueba CONJ 09, en la que se muestra el desarrollo secuencial de los modelos de resistividad y sísmica, bajo las condiciones de restricción dadas.

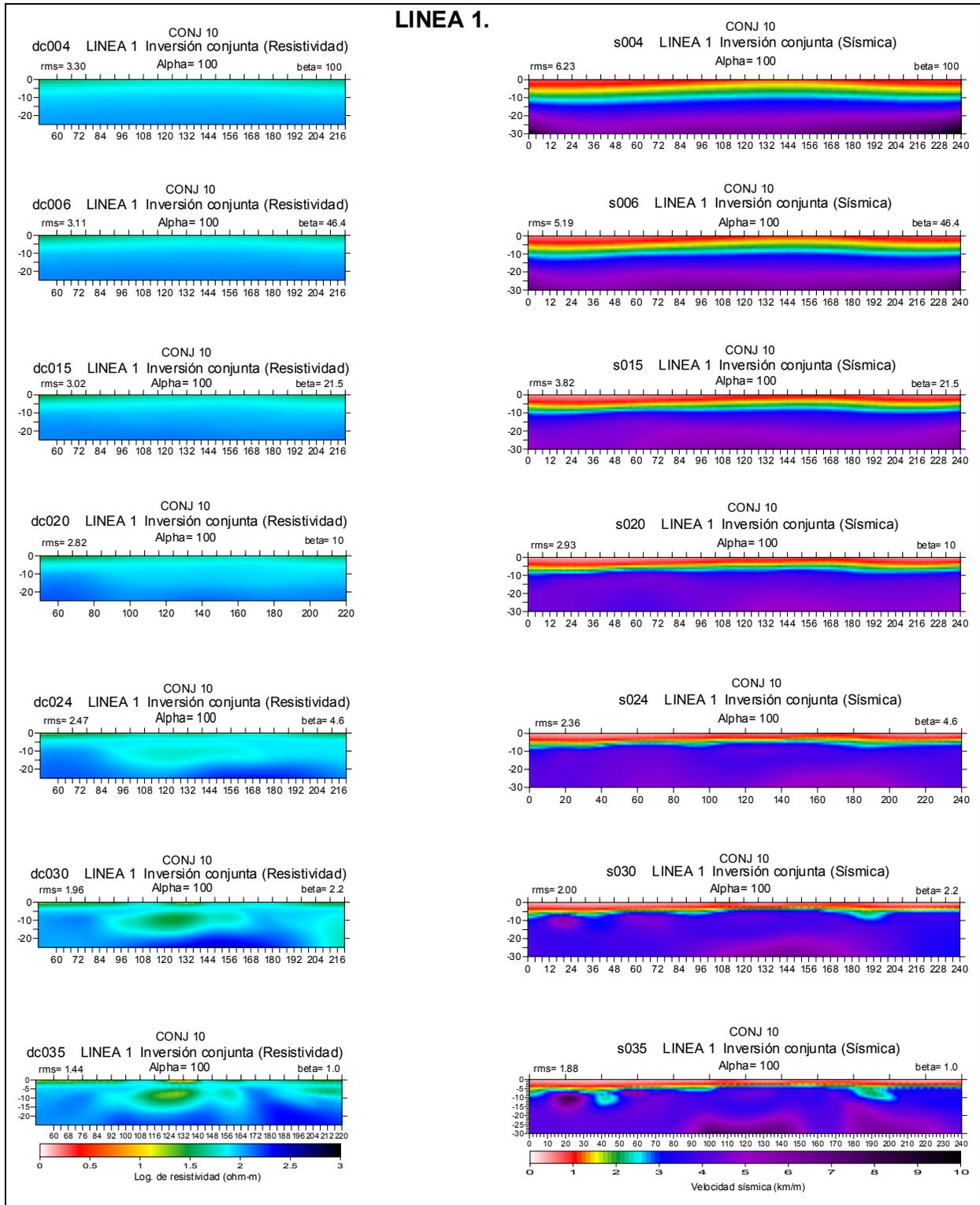


Figura 5-16 Prueba CONJ 10, en la cual se aprecian los modelos generados bajo la suposición de no existir la zona anómala de baja resistividad.

Por lo tanto, se realizó otra prueba más para incluir todos los datos de resistividad. Sólo que en este caso, se analizaron los datos de resistividad en los sondeos eléctricos verticales y se identificaron los valores que fueron influenciados por la anomalía. A estos datos se les dio un valor de menor confianza. Es decir se asignó un valor de $\pm 35\%$ de rango tolerable sobre el valor de resistividad observada. Con esta consideración, se hacen más flexibles los valores observados en la zona anómala, pudiendo el programa mover estos valores para adaptarlos más acordes con el modelo sísmico sugerido. De esta manera se permitió que el método eléctrico pueda ajustar satisfactoriamente los datos observados. La figura 5-17, muestra los modelos generados en la prueba CONJ 11, en la cual se incluyeron estas últimas consideraciones.

Observando el desarrollo secuencial de los modelos (Fig. 5-17), se puede ver que la secuencia está cada vez más ajustada, tanto para eléctrica como para sísmica de acuerdo a las restricciones que se han marcado. Asimismo se ve que el *rms* de los modelos se mejora en cada una de las iteraciones. Considerando las restricciones manejadas, se aprecia que en esta prueba se ha obtenido una secuencia de modelos que satisface la parte matemática, geofísica y geológica del área de estudio.

En apariencia los modelos de resistividad y de sísmica no cumplen con el principio de similaridad, ya que aparentan proporcionar estructuras diferentes, sin embargo el fenómeno encontrado en toda la secuencia de las pruebas de la línea 1 es muy importante, ya que muestra la visualización de los dos comportamientos de los métodos en cuestión. De acuerdo con resistividad se observa la presencia de una zona anómala de baja resistividad y la difusión del campo eléctrico en las vecindades de esta zona. Por otro lado, el método sísmico permite visualizar con gran detalle los límites de las capas estratificadas. Es así que las estructuras que ha proporcionado la sísmica son las estructuras de las capas geológicas y que dentro de ellas se tiene una zona pequeña con valores resistivos muy bajos, y que debido a ésta, se origina un efecto difusivo del campo eléctrico.

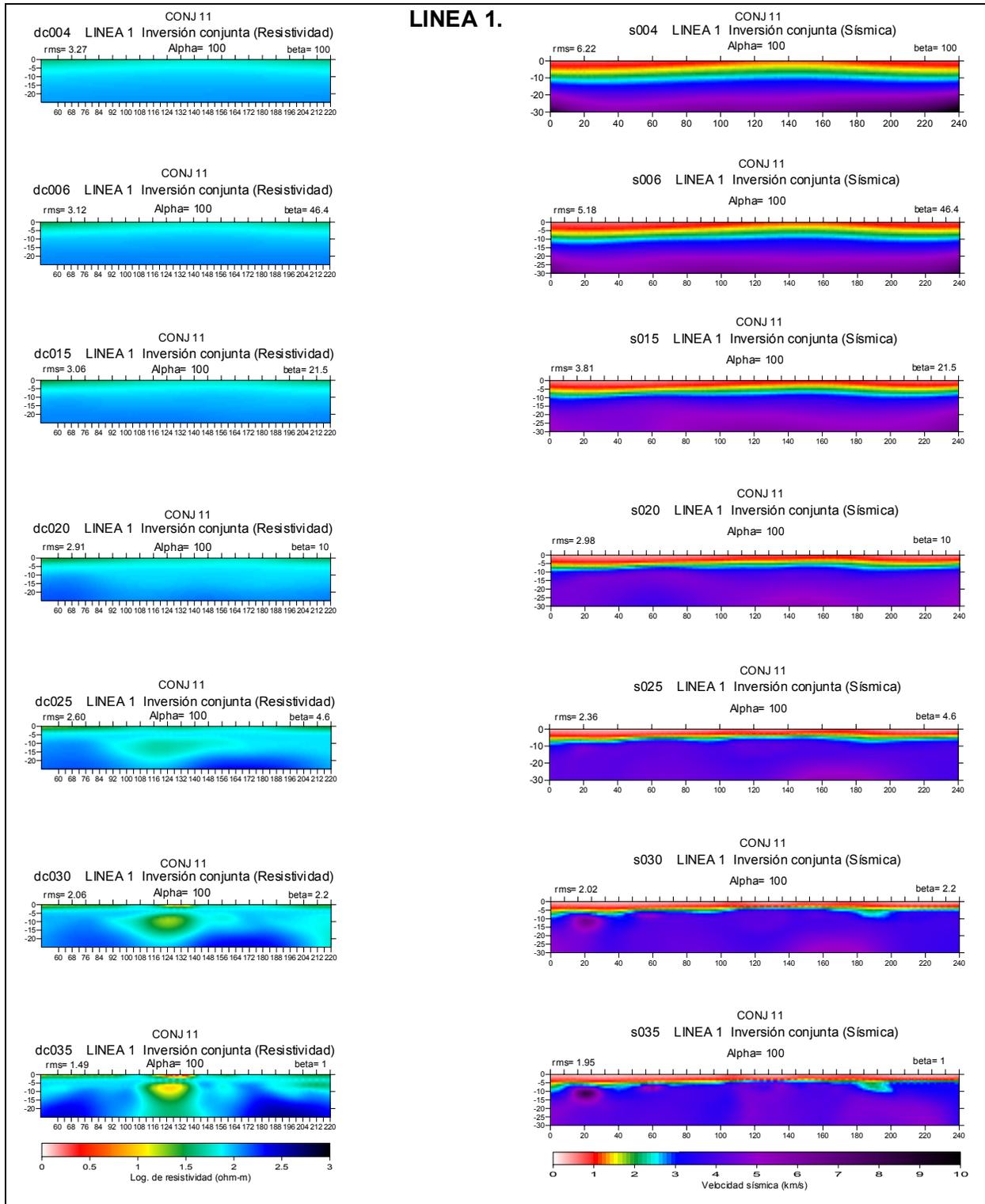


Figura 5-17 Prueba CONJ 11, en la que se puede apreciar los modelos eléctrico y sísmico generados con todas las restricciones y consideraciones.

5.2.2 Inversión Línea 2

Cuando se realizó la inversión separada de la línea 2, se observó que la disposición estructural era mucho más sencilla en comparación a la línea 1, realizándose una sola prueba de inversión conjunta (CONJ 01).

La figura 5-18, muestra los modelos resultantes de esta prueba, apreciando congruencia estructural tanto en los modelos de resistividad como en los modelos sísmicos. Asimismo, se pudo ver que, de acuerdo a la secuencia, el ajuste de los modelos se mejoró, esto se ve en los valores de *rms* de cada uno de ellos.

En esta línea se observan claramente las mejoras que proporciona la inversión conjunta comparada con la inversión separada, en lo correspondiente a detalles estructurales que se pueden obtener del subsuelo. Esta observación se hizo entre las figuras 5-8 y 5-18. También se analizaron los valores residuales de resistividad y sísmica, pudiendo ver que el ajuste de los datos observados y los calculados fue bueno en todo el perfil, teniendo un nivel alto de confianza en los datos.

Adicionalmente es importante mencionar que como punto de referencia en esta línea, se tienen dos pozos con información importante de la estratigrafía, la cual más adelante se analizó con la información derivada de la inversión conjunta.

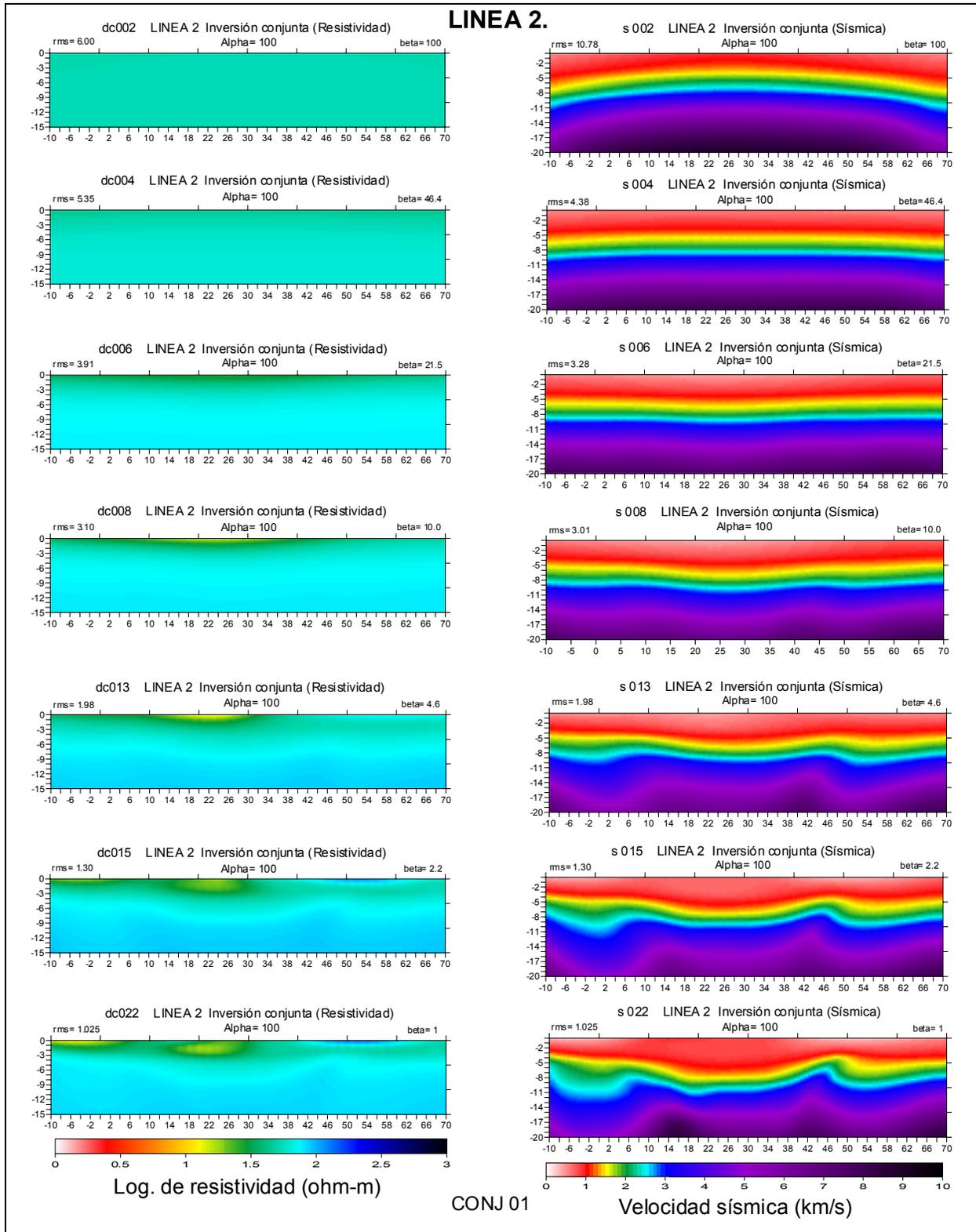


Figura 5-18 Muestra los modelos obtenidos en la inversión conjunta de la línea 2.

CAPÍTULO 6

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS DE LAS INVERSIONES

En el capítulo anterior se vieron las diferentes pruebas realizadas a los datos de resistividad y de sísmica para obtener las imágenes del subsuelo, en ambas líneas.

En este capítulo se estudian diferentes análisis hechos a la información obtenida de la inversión separada y de la inversión conjunta.

6.1 ANÁLISIS DE LA INVERSIÓN SEPARADA

6.1.1 Análisis de la Línea 1

En el capítulo anterior, se obtuvieron los primeros 4 modelos de resistividad por medio de inversión separada (Fig. 5-7), cada modelo se obtuvo en pruebas realizadas por separado, con diferentes factores de suavizamiento α , estas pruebas fueron SEP 01, SEP 02, SEP 03 y SEP 04. En ellas se observa que los modelos de las pruebas SEP 02 y SEP 03 lograron un mejor ajuste, esto se ve en los valores de sus *rms*. Sin embargo, se puede ver que los modelos están sobrestimados. Es decir, matemáticamente ajustan bien, pero geológicamente no son congruentes. Los modelos SEP 01 y SEP 04, lograron un menor ajuste, con valores de *rms* mayores. Sin embargo, estos modelos van más acorde con la geología que se presenta en el área de estudio.

En este capítulo, se calcularon los residuales de resistividad para identificar y analizar los datos con mayores problemas de ajustes (observados y calculados), observando que en el centro de los modelos los residuales fueron mayores, correspondiendo esta zona a la anomalía de baja resistividad, así como alrededor de ella (Fig. 6-1). Se observó mediante los residuales de resistividad que los modelos SEP 01 y SEP 04 lograron un menor ajuste. Sin embargo, éstos concuerdan mejor con la geología del área, mostrando el efecto eléctrico producido por la anomalía de baja resistividad.

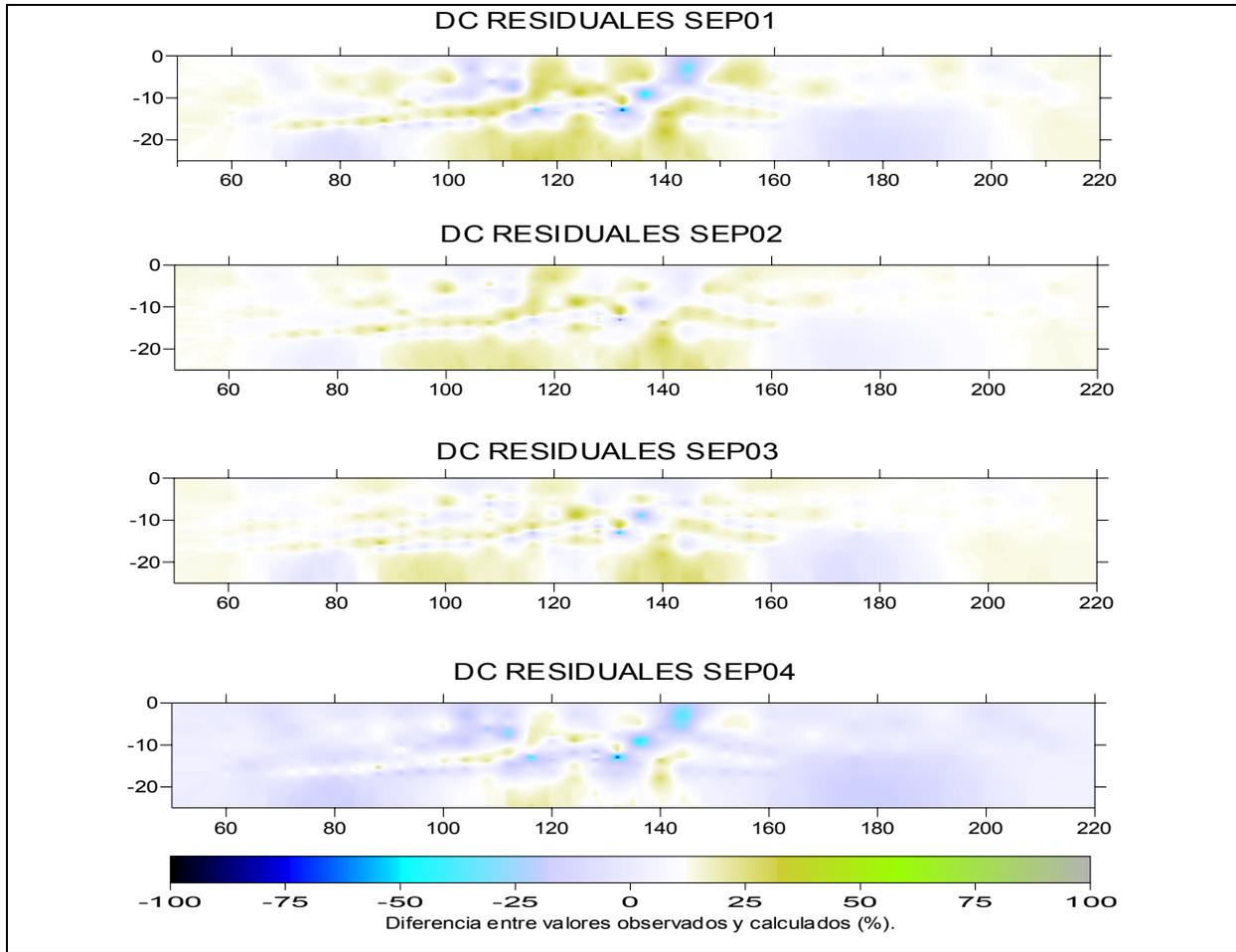


Figura 6-1 Muestra los valores residuales de resistividad en cada una de las pruebas realizadas en la inversión separada para la línea 1.

En la figura 5-7 del capítulo anterior, se vio el ajuste logrado, cuantificado por los *rms* de cada imagen de manera global. Sin embargo, no es posible identificar las zonas con mayor problema de ajuste.

En la siguiente figura 6-2, se aprecia los residuales de los tiempos de primeros arribos, viendo los datos que presentaron mayor diferencia entre los tiempos observados y los tiempos calculados. Al analizarlos, es posible visualizar exactamente cuales son los datos que presentan mayor diferencia entre los tiempos observados y los tiempos calculados, así como su magnitud. Cabe mencionar que la diferencia de tiempos es de solo algunos milisegundos. Si se observan los modelos sísmicos correspondientes, en general presentan una configuración

similar. Los residuales enfatizan las zonas de mayor discrepancia y éstas se pueden asociar a los modelos, cuando aparecen algunas estructuras que son ficticias. Se ve también que las diferencias esenciales se tienen en las estructuras más profundas, en general los límites de los sedimentos más someros de aluvión, así como el límite superior de la Formación Méndez, tiene poco cambio estructural.

Se puede decir que los modelos sísmicos satisfacen de una manera aceptable las expectativas prácticas de dar a conocer la estructura del subsuelo. Hasta este punto, la inversión separada ha cumplido. Sin embargo, el nivel de exigencia es mayor; buscando un nivel más elevado. Esto se logra al manejar los datos mediante la inversión conjunta, la cual se tratará más adelante.

Después de analizar los valores residuales sísmicos, se calcularon las trayectorias de los rayos sísmicos para cada uno de los modelos por medio de diferencias finitas (Vidale, 1988), en los cuales se aprecia el comportamiento y la profundidad de penetración de los mismos. Asimismo, las limitaciones de penetración que tuvieron debido a las densidades de los diferentes materiales (Fig. 6-3).

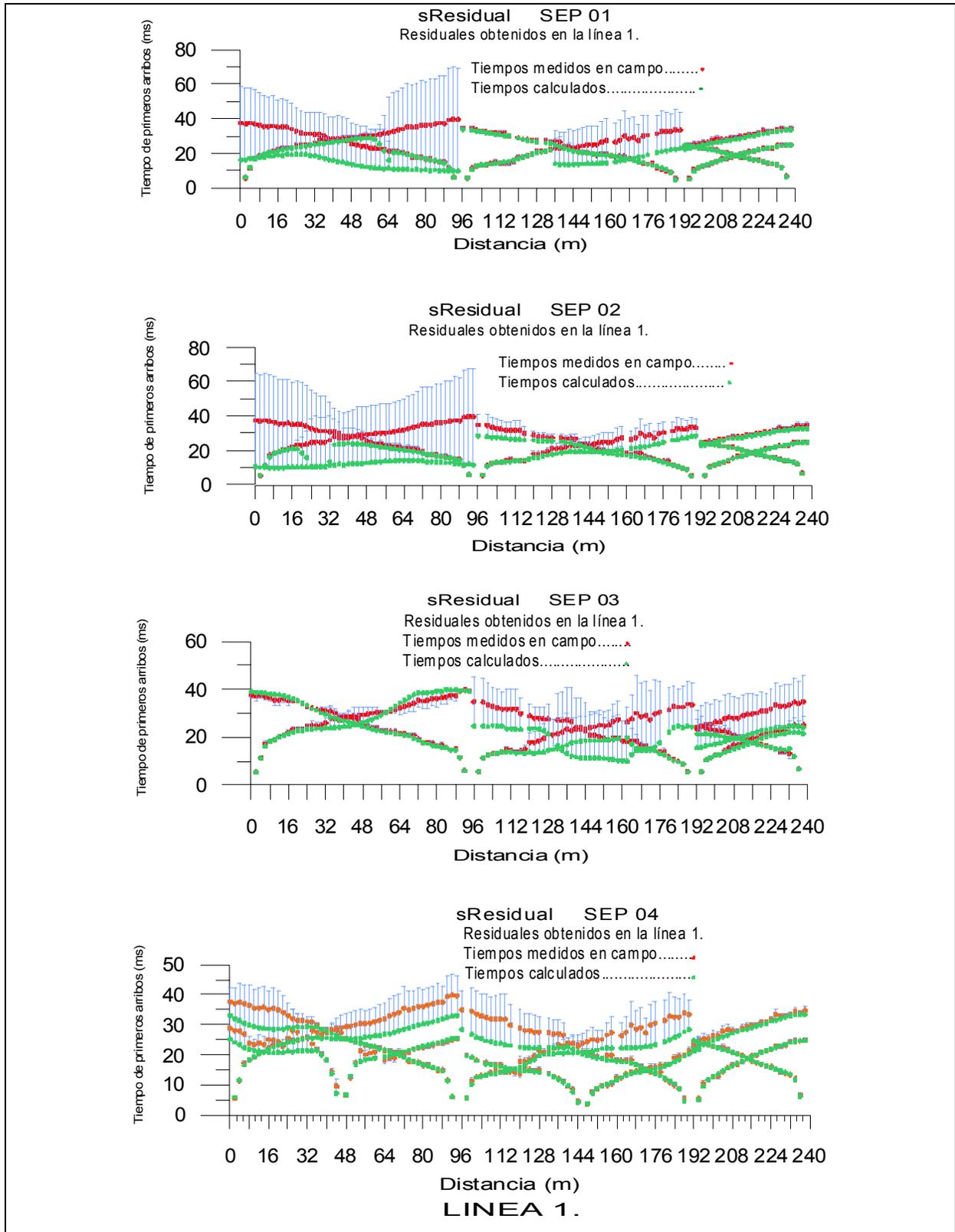


Figura 6-2 Muestra los valores de los residuales sísmicos obtenidos en las primeras cuatro pruebas realizadas por inversión separada (SEP 01, SEP 02, SEP 03 y SEP 04).

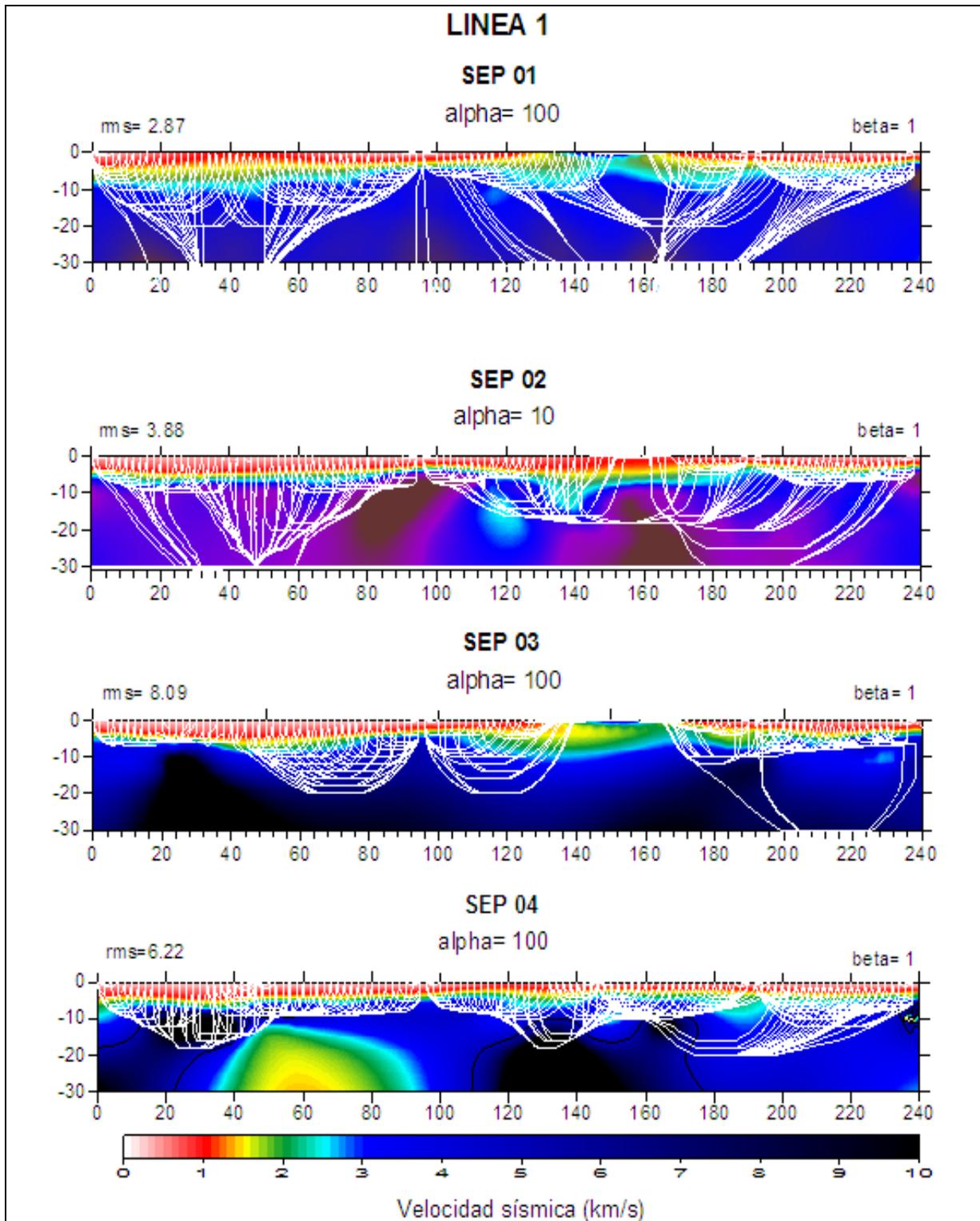


Figura 6-3 Muestra el comportamiento de las trayectorias de los rayos sísmicos calculados de la línea 1 por medio de inversión separada.

6.1.2 Análisis de la Línea 2

Como se vio en la figura 5-8 del capítulo anterior, correspondiente a la inversión separada de la línea 2, el procesamiento de los datos no presentó complicación, en comparación con la línea 1. La línea 2 presenta un rango de valores de resistividad normales de acuerdo a la geología del subsuelo que conocemos en el área. Asimismo, se observó la congruencia estructural de los modelos proporcionados por el método eléctrico y el sísmico, dando un ajuste bueno en general. Sin embargo, al observar los valores de los residuales de resistividad, se puede ver con mayor claridad la zona con menor ajuste en los datos observados y los calculados (Fig. 6-4).

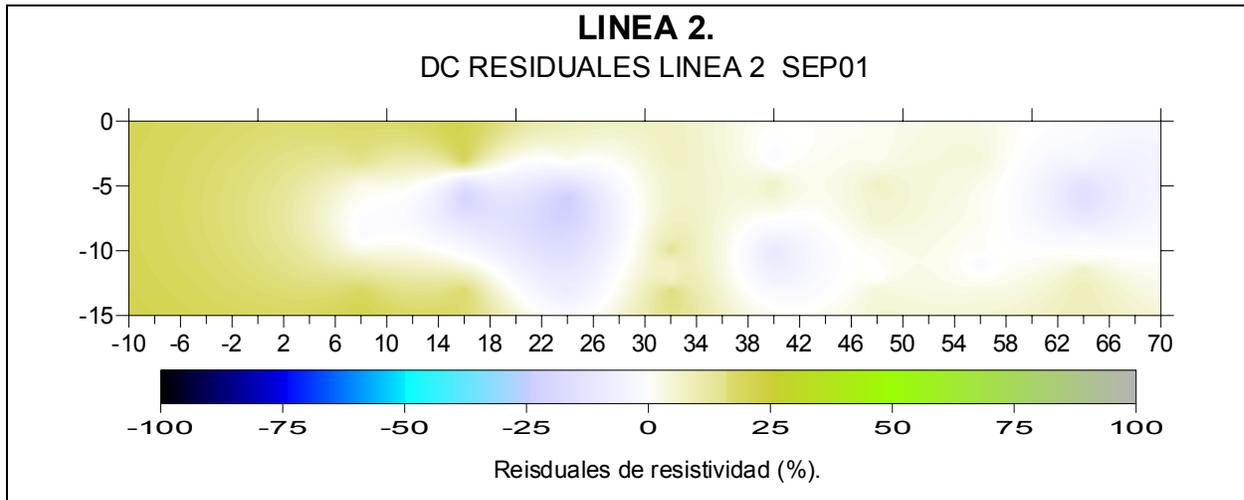


Figura 6-4 Muestra los valores de los residuales de resistividad en la línea 2.

Ahora bien, si se observa la figura de los valores residuales de los tiempos de primeros arribos, se ve que no existe una zona con problema de ajuste. Si bien existen residuales, estos son pequeños y abarcan prácticamente toda la línea en cuestión (Fig. 6-5).

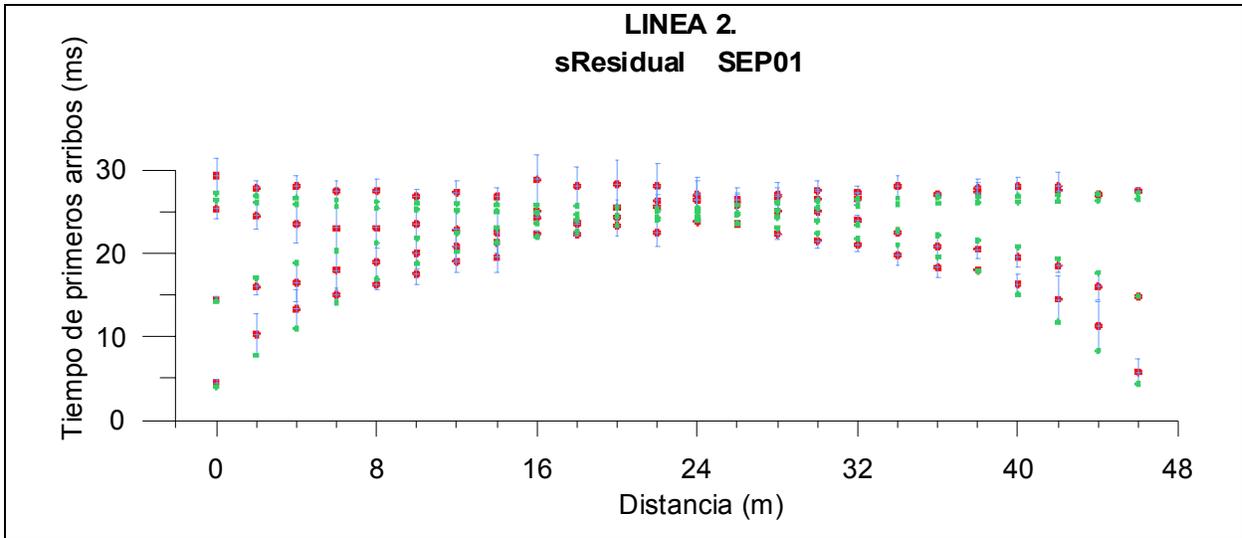


Figura 6-5 Muestra la comparación de los valores residuales de los primeros arribos del modelo sísmico obtenido por inversión separada de la línea 2.

Finalmente, en esta parte del análisis, se muestran las trayectorias calculadas de los rayos sísmicos (Fig. 6-6). Otra vez, se observa que las trayectorias de los rayos son continuas y sin sobresaltos, lo cual indica una estructura del subsuelo no compleja.

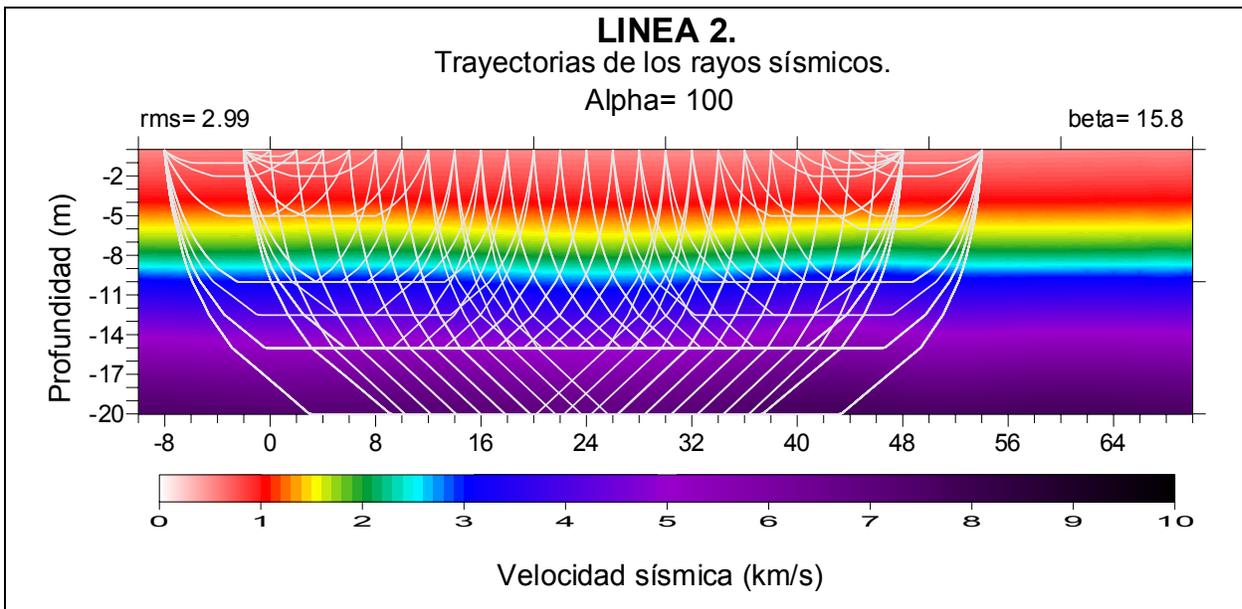


Figura 6-6 Muestra las trayectorias calculadas de los rayos sísmicos para el modelo obtenido por medio de inversión separada en la línea 2.

6.2 ANÁLISIS DE LA INVERSIÓN CONJUNTA

6.2.1 Análisis de la Línea 1

Ahora bien, se continuará el análisis de los modelos obtenidos en la inversión conjunta, con una temática similar a la presentada en la inversión separada. En el capítulo 5, se presentó la descripción sobre el desarrollo de las diferentes pruebas realizadas con inversión conjunta. Asimismo, se comentaron los criterios considerados, las observaciones hechas en el transcurso de obtención de los modelos nuevos. Al final, el propósito fue encontrar el par de modelos geofísicos que mejor ajustaran y satisficieran las condiciones geológicas del subsuelo en el área de estudio.

En este caso, se seleccionaron las pruebas significativas durante la búsqueda de estos modelos, siendo las pruebas CONJ04, CONJ05, CONJ07, CONJ08 y CONJ11. En las cuales se puede ver, que los modelos de los residuales de resistividad en las pruebas CONJ04 y CONJ05 son pequeños (en todo el modelo), pudiendo ver que se ha logrado un buen ajuste matemático entre los valores observados y los calculados, sin embargo se observa que estas condiciones matemáticas producen una sobrestimación de las estructuras del subsuelo (Fig. 6-7).

Por otro lado, se observa que las pruebas CONJ07 y CONJ08, las cuales se realizaron posteriormente, no lograron mejorar el ajuste, esto se aprecia en el valor del *rms* de cada imagen. Así como en sus residuales de resistividad, los cuales se incrementaron, principalmente en la zona central donde se ubica la anomalía de baja resistividad. A pesar de que el ajuste entre los datos observados y los calculados no es tan bueno como en los dos modelos anteriores, se van encontrando modelos más acordes a la geología. Asimismo con la metodología sísmica.

Finalmente, entendiendo las condiciones geológicas prevalecientes y el fenómeno físico que se tiene en la línea 1, se desarrolló la prueba CONJ11. En la cual se permitió que los valores observados dentro de la zona influenciada por la anomalía de baja resistividad,

podieran tener una mayor libertad en su ajuste con los datos calculados. Es decir, que no se exigió un buen ajuste en esa zona, y que a la vez sea considerada como válida.

Observando el modelo de los residuales de la prueba CONJ11, se puede ver que se ha logrado un mejor ajuste general en la línea 1, a excepción de la parte central, la cual es afectada por la anomalía de baja resistividad (Fig. 6-7). Asimismo, se ve que el algoritmo desarrollado por Pérez-Flores *et al.* (2001), el cual es utilizado en el programa de inversión, no considera el cálculo de la resistividad en condiciones extremas de gradientes eléctricos.

El modelo de resistividad obtenido en esta prueba, logró un valor del *rms* de 1.49, el cual fue el valor más bajo obtenido. Esto indica que las consideraciones tomadas del problema, así como el procedimiento de búsqueda han sido adecuados. Al observar los modelos, tanto de resistividad como el de residuales eléctricos, lleva a pensar que la geometría obtenida en el modelo eléctrico no es algo físico que nos indique la forma estructural de un cuerpo, sino que es la distorsión del campo eléctrico ocasionada por el bajo resistivo (Fig. 6-7).

En la figura 6-8, se presentan los vectores de los gradientes de resistividad, en donde se puede apreciar el comportamiento del cambio de la dirección y su magnitud. En la figura se representan estos cambios por medio de flechas en donde la longitud de la flecha representa la magnitud relativa de la resistividad. Estos vectores están indicando cambios de valores bajos a valores altos.

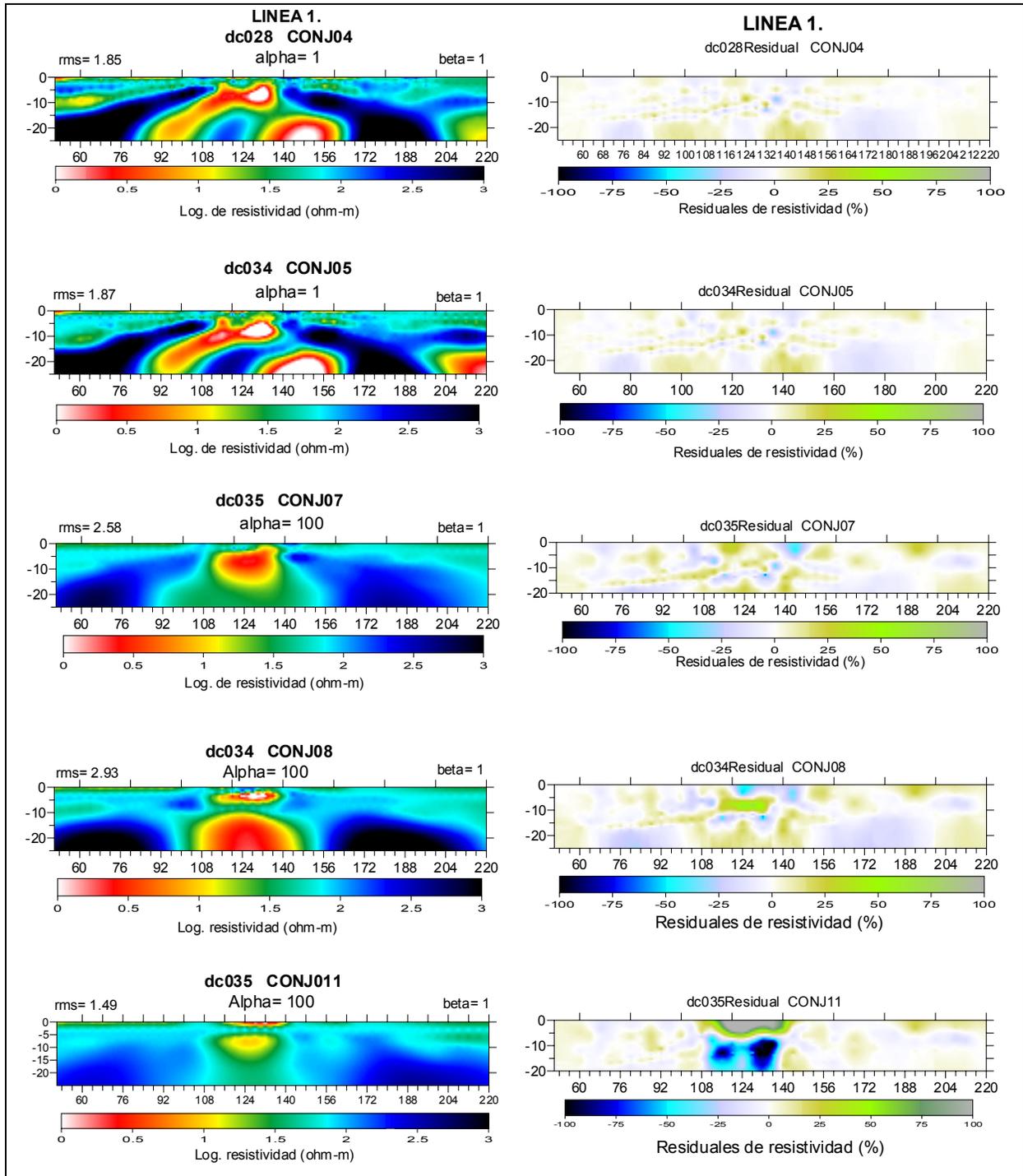


Figura 6-7 Muestra los modelos de resistividad (Izq.) y sus correspondientes modelos de valores residuales de resistividad (Der.)

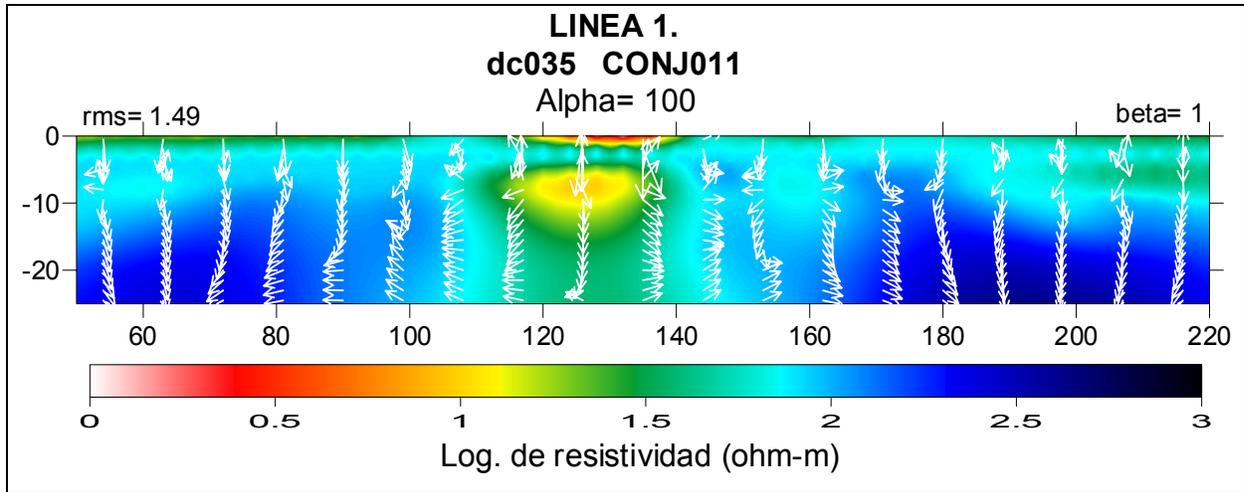


Figura 6-8 Muestra los vectores de los gradientes de resistividad calculados en la línea 1.

A continuación se presenta la figura 6-9, la cual muestra los valores residuales entre los datos sísmicos observados y los calculados en las pruebas CONJ04, CONJ05, CONJ07, CONJ08 y CONJ11. En la imagen correspondiente a la prueba CONJ04, se aprecia que el mayor desajuste se tiene en los primeros 96 metros de la línea 1. Así también, se ve un desajuste (menor) en el resto de la línea; principalmente en las partes profundas. En la prueba CONJ05, se observa que el modelo sísmico mejoró significativamente en toda la línea, como se puede apreciar en la imagen correspondiente (Fig. 6-9).

Los dos modelos anteriores (CONJ04 y CONJ05) fueron sobrestimados en su geometría por eléctrica, de tal manera que al realizar la prueba CONJ07, se suavizó el modelo eléctrico y esto ocasionó que al calcular el modelo sísmico, los residuales aumentaran considerablemente en la parte central de la línea, correspondiendo a la zona de anomalía y a su alrededor. Este resultado es importante, ya que dice que resistividad visualiza una zona eléctrica anómala. Así como la distribución de los campos eléctricos alrededor de ésta. Lo cual es plasmado por el modelo de resistividad (Fig. 6-7). Sin embargo, el método sísmico no pueden distinguir diferencias eléctricas, es decir no existe cambio alguno de material. Dicho en otras palabras, para el método sísmico esa estructura no existe.

Sin embargo, el modelo eléctrico sugiere al sísmico la existencia de esa estructura, de tal manera que el modelo de sísmica trata de adecuar estas circunstancias. Al hacer esto, los valores sísmicos entre los datos observados y los calculados se disparan, dando como resultado el incremento de los valores residuales en esa zona. Tal como se ve en la prueba CONJ07 (Fig. 6-9).

Conociendo el efecto eléctrico provocado por la zona anómala y la influencia que ejerce el modelo de resistividad sobre el modelo sísmico. Se realizó la prueba CONJ08, en la cual se aprecia la significativa mejoría del ajuste de los datos sísmicos (Fig. 6-9). Logrando esto, al aislar la zona anómala con la asignación de valores bajos de resistividad en ella, y asignando valores mayores fuera de ella.

Primeramente, se ubicaron las celdas del modelo discretizado, en las cuales se tuvieron los valores bajos, después se asignaron en el modelo a priori. A estas celdas se les asignó un valor de resistividad muy bajo, y al resto de las celdas se les asignó valores más altos, acorde a los valores promedio encontrados. De esta forma se pudo atenuar el efecto eléctrico alrededor de la anomalía. El resultado del modelo sísmico se puede apreciar en la imagen correspondiente a los residuales de los tiempos de arribo (Fig. 6-9).

Finalmente con la experiencia obtenida en las pruebas anteriores, se desarrolló la prueba CONJ11 de acuerdo con descripción en el capítulo anterior, observando la imagen correspondiente a la prueba, se aprecia que los valores residuales mejoraron, la diferencia entre los datos observados y los calculados disminuyó notablemente (Fig. 6-9).

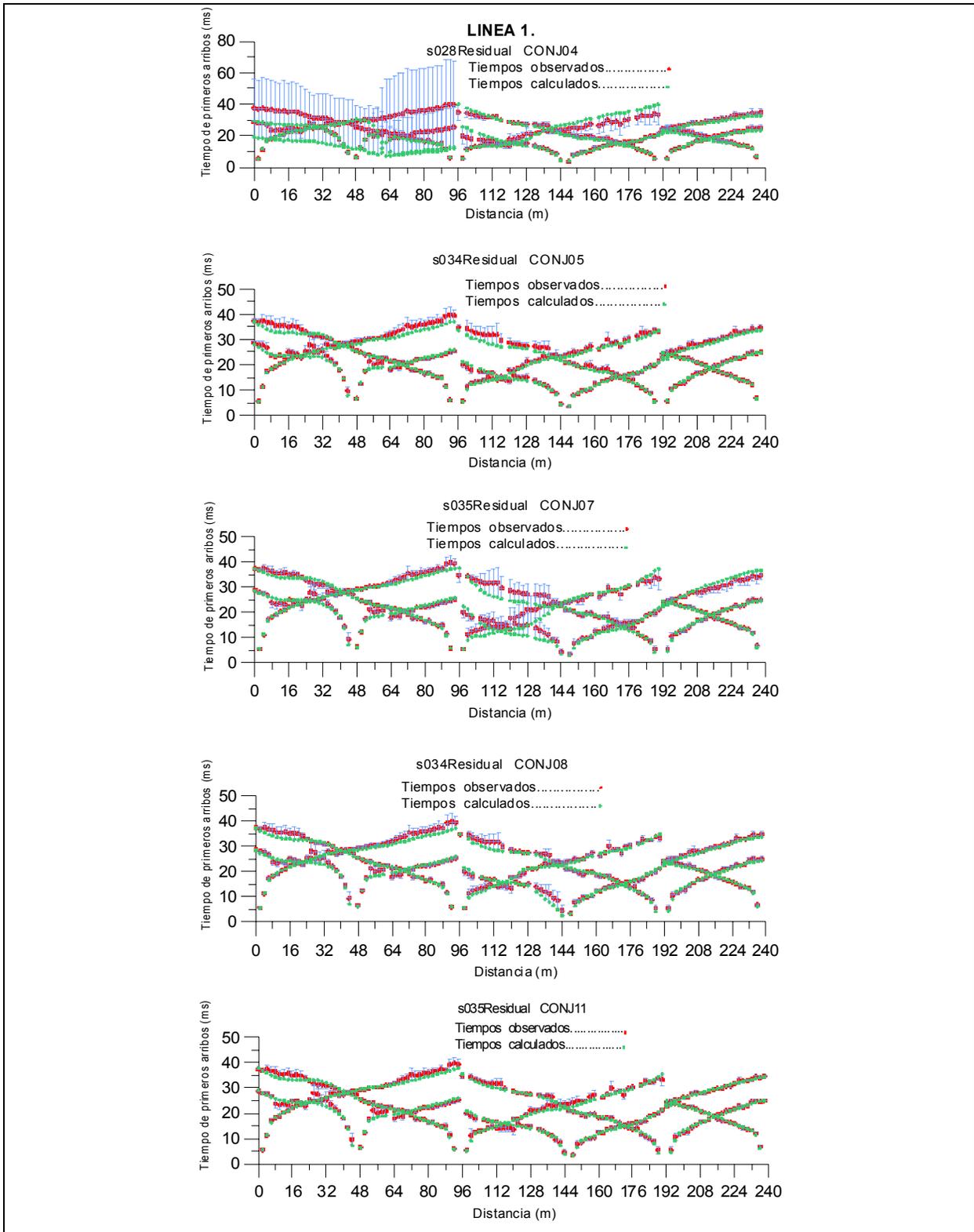


Figura 6-9 Muestra los valores residuales de los primeros tiempos de arribo obtenidos en las pruebas CONJ04, CONJ05, CONJ07, CONJ08 y CONJ11.

Ahora bien, de manera general, se aprecia claramente que los modelos generados por medio de la inversión conjunta son mejores y proporcionan datos más confiables que los modelos producidos por medio de la inversión separada; este hecho se confirma al analizar los valores de los residuales resistivos y sísmicos.

Después de realizar 11 pruebas de inversión conjunta, se determinó que el par de modelos generados en la prueba CONJ11, satisfacen los requerimientos de un par de modelos que representen la geología del subsuelo en la línea 1.

A continuación se puede apreciar las trayectorias de los rayos sísmicos para cada prueba, calculados por medio de diferencias finitas (Vidale, 1988). De manera general, se observa que gran parte de los rayos se están difractando hasta una profundidad máxima de 10 metros, con excepción del modelo de la prueba CONJ11, el cual muestra en la parte derecha que los rayos penetraron hasta una profundidad de 20 metros (Fig. 6-10).

En otras palabras, los rayos sísmicos pueden penetrar más profundidad, sin embargo la refracción de las ondas sísmicas se da, si éstas encuentran un contraste de densidad del material (mayor). Este fenómeno se observa principalmente en los primeros 5 metros de profundidad, a mayor profundidad no se da este fenómeno, ya que es conocido que la roca base son lutitas de la Formación Méndez, la cual tiene un espesor superior a los 150 m.

La velocidad sísmica se va incrementando de acuerdo al aumento de la profundidad, ya que su densidad aumenta paulatinamente con el incremento de la presión litostática. Sin embargo, no se tienen contrastes significativos de densidad para que se produzca la refracción. Pero, si hay presencia de fracturas o fallas, se podrá dar este fenómeno. Las ondas sísmicas pueden viajar a mayor profundidad, pero si no encuentran un horizonte refractor, no regresarán a la superficie para ser detectadas por el sismógrafo.

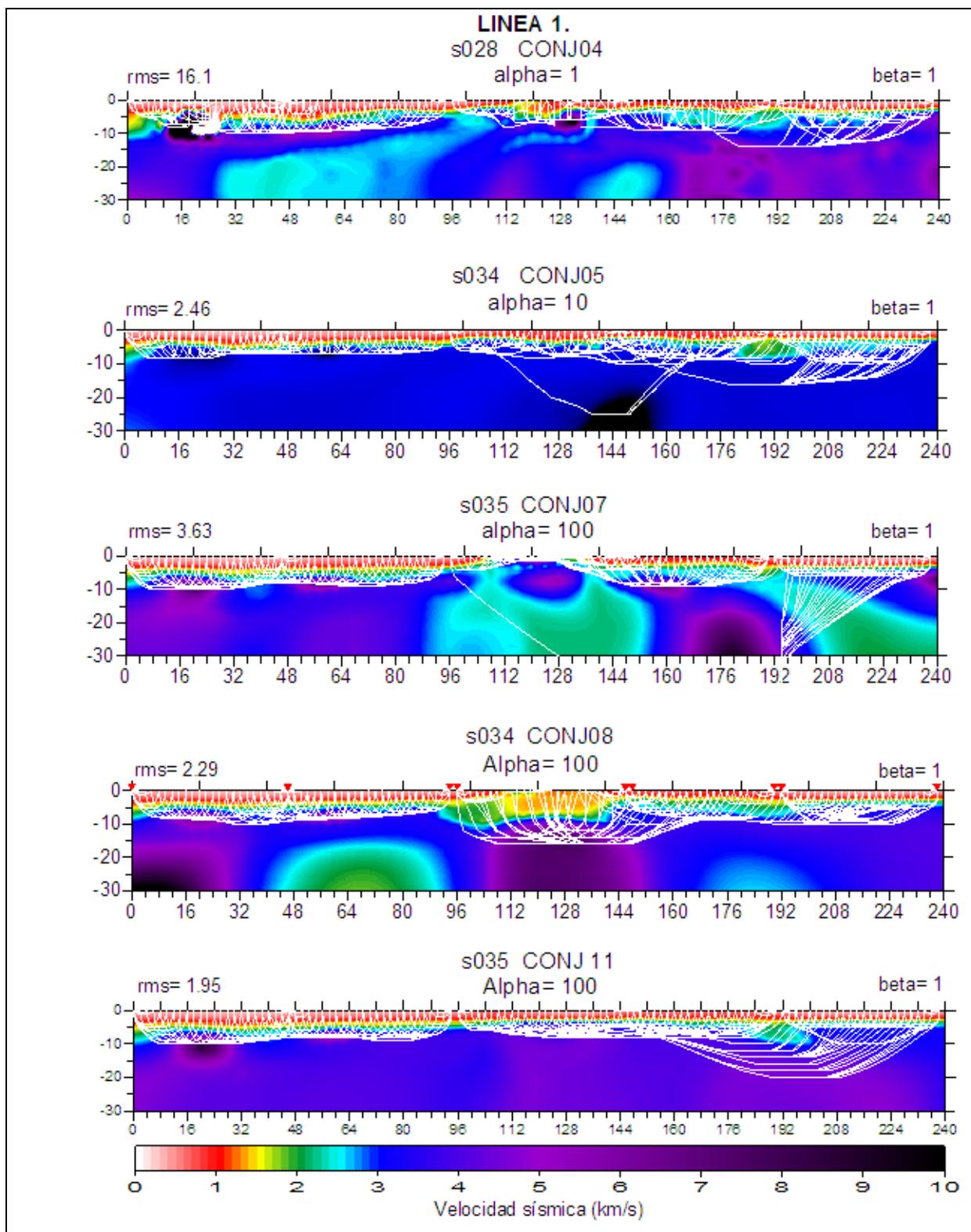


Figura 6-10 Muestra las trayectorias de los rayos sísmicos de la línea 1, de acuerdo con los resultados obtenidos con la inversión conjunta.

Observando la imagen correspondiente a los rayos sísmicos de la prueba CONJ11, se puede apreciar en la parte derecha de la imagen, aproximadamente del metro 160 al 240; que los rayos sísmicos alcanzan una mayor penetración, refractándose hasta una profundidad aproximada de 20 m. De igual manera, observamos que la densidad de la roca (Formación Méndez) presenta cambios laterales, encontrando inhomogeneidades, con zonas de alta o baja densidad (Fig.6-10).

Es importante mencionar que el cálculo de las trayectorias de los rayos sísmicos, se basó en los trabajos de Vidale (1988). Asimismo, mencionar que los rayos sísmicos que salen fuera del área considerada del modelo, son desechados o eliminados.

Finalmente, se puede apreciar los vectores que representan los cambios de dirección y las magnitudes de las velocidades sísmicas en la línea 1. De igual manera, se observa la tendencia de cambio de la densidad. Recordando que las flechas indican la dirección de cambio de velocidad de menor a mayor.

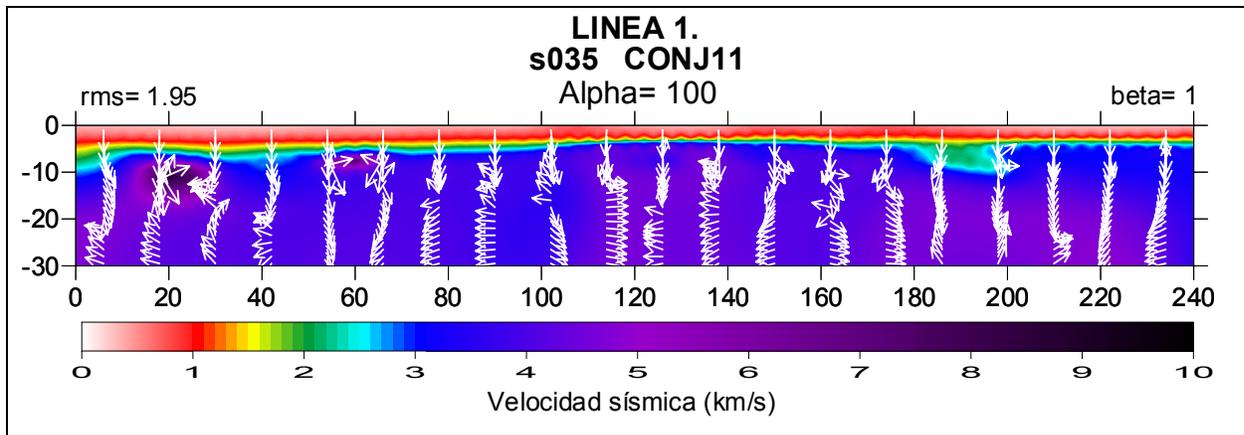


Figura 6-11 Muestra los vectores de los gradientes de velocidad sísmica de la línea 1.

6.2.2 Análisis de la Línea 2

Al igual que la línea 1, para la línea 2 se realizó el análisis de los modelos obtenidos de los valores residuales de resistividad y de sísmica, así como las trayectorias de los rayos sísmicos.

Para el caso de la línea 2, los resultados obtenidos no presentaron complejidad, ya que la línea 2 se localiza en una zona virgen dentro de nuestra área de estudio, como se observó en los modelos. Como esta línea presentó mayor claridad y estabilidad en sus resultados, se ha tomado como parámetro indicador en el análisis de la línea 1.

Se puede ver los valores residuales de resistividad obtenidos en la línea 2, observando que el rango máximo fluctúa de +15, -15 % en algunas zonas pequeñas. Esto indica que los resultados eléctricos de la inversión conjunta obtenidos en la línea 2 son muy confiables (Fig. 6-12).

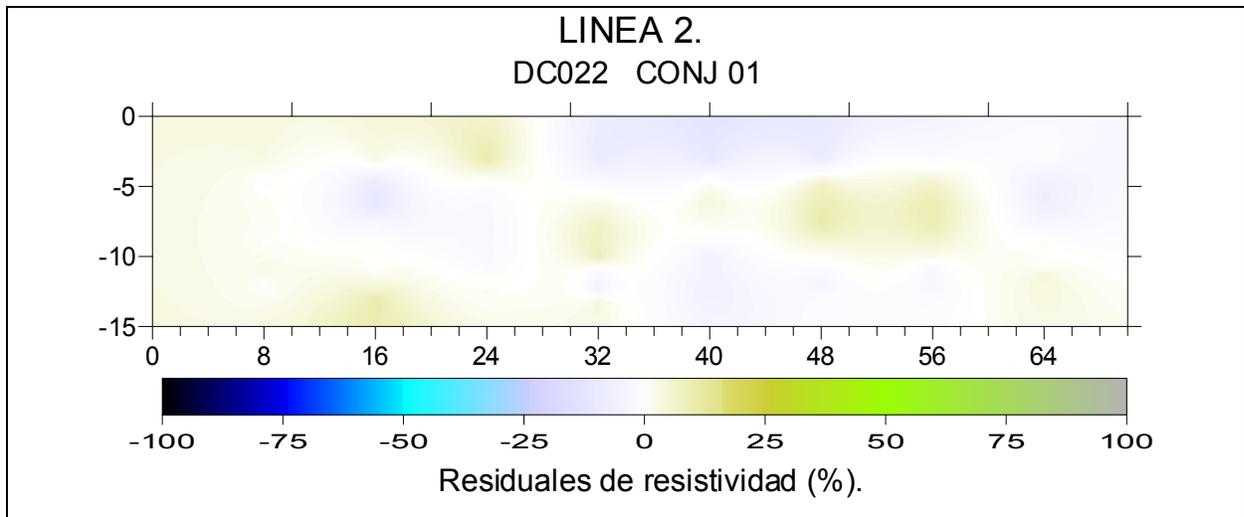


Figura 6-12 Muestra la imagen de los valores residuales de resistividad en la línea 2.

A continuación se presentan los vectores de los gradientes de resistividad, en donde se aprecia el comportamiento del cambio de dirección y sus magnitudes, en la figura se representa estos cambios por medio de flechas; en donde la longitud de la flecha representa la

magnitud relativa de la resistividad. Estos vectores representan cambios de valores bajos a valores altos. También se ve que a nivel de superficie. Es decir, que dentro de los primeros 4 metros, es donde se presentan los cambios laterales de mayor magnitud (Fig. 6-13).

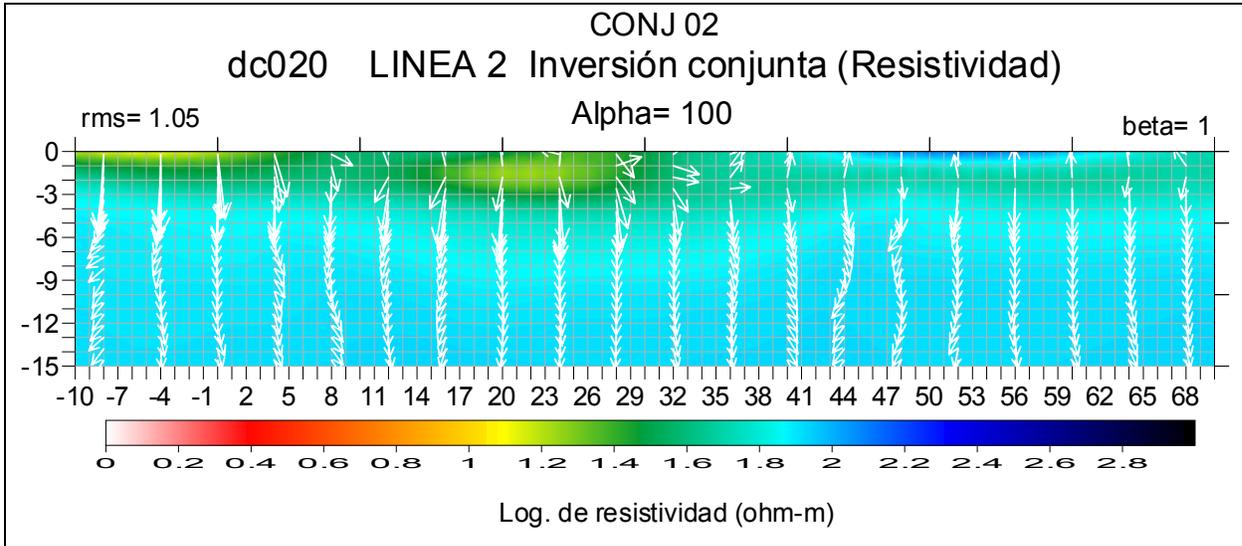


Figura 6-13 Muestra los vectores de los gradientes de resistividad en la línea 2.

Se observa que los valores residuales de los tiempos de arribo, son pequeños en todo el modelo, lo cual indica que al igual que el modelo de resistividad, el modelo sísmico logró un buen ajuste de los datos, dando confiabilidad en el modelo obtenido (Fig. 6-14).

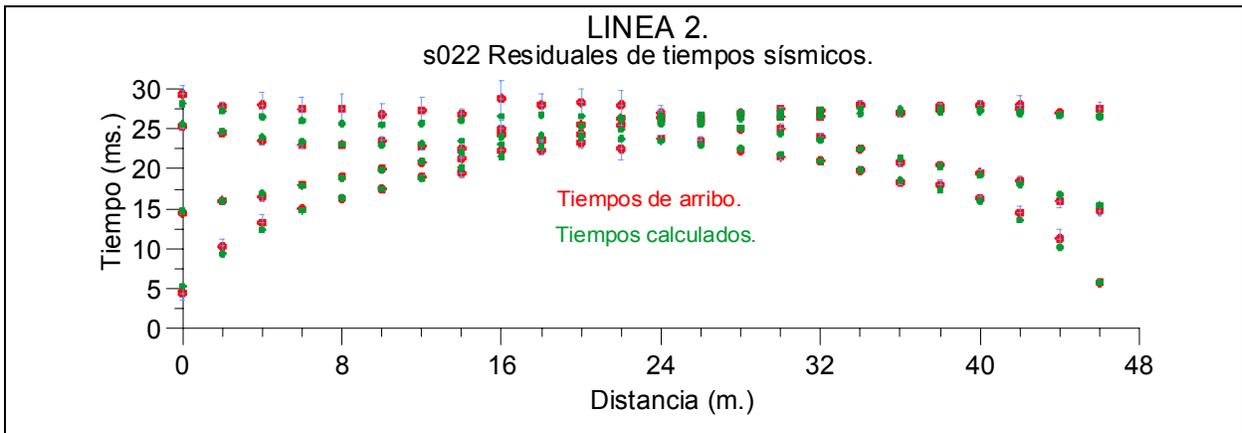


Figura 6-14 Residuales de los tiempos de arribo calculados para la línea 2.

A continuación se puede ver las trayectorias calculadas de los rayos sísmicos por medio de diferencias finitas (Vidale, 1988), apreciando su comportamiento. Asimismo, se observa que las trayectorias son constantes y regulares, sin presentar saltos o cambios de dirección repentinos, esto indica que el programa de inversión pudo ajustar las trayectorias sin problema, de acuerdo a los datos observados y calculados (Fig. 6-15).

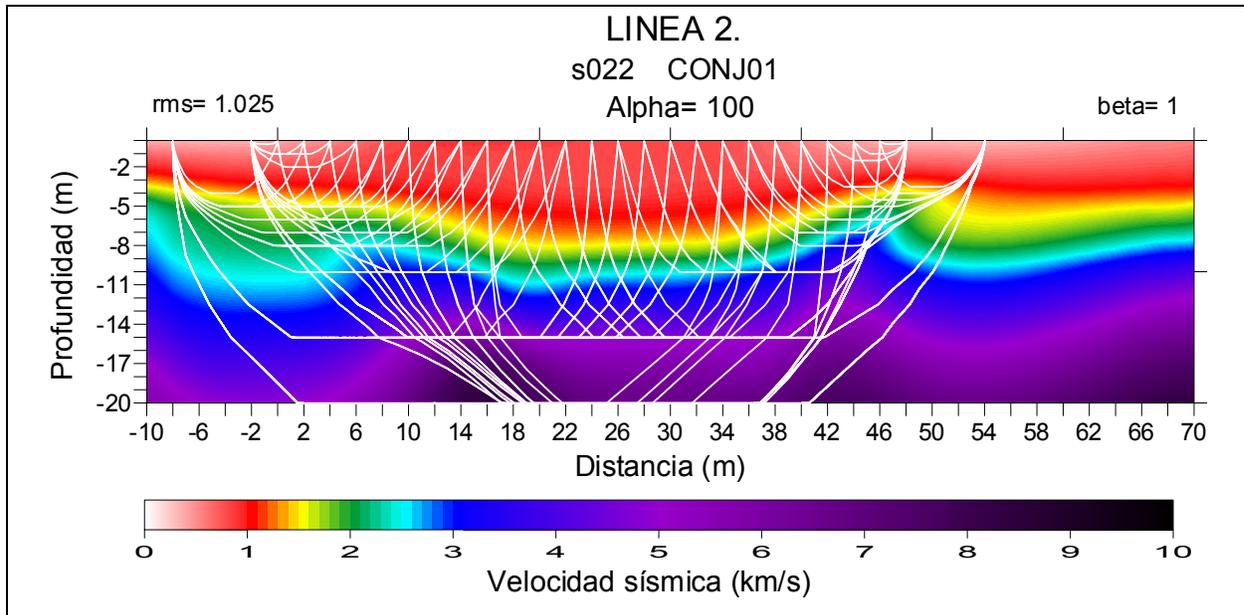


Figura 6-15 Muestra las trayectorias de los rayos sísmicos para la línea 2.

Asimismo, en la figura siguiente se pueden ver los vectores que representan el cambio de la dirección y la magnitud de las velocidades sísmicas en la línea 2. Al igual se puede apreciar que los vectores resaltan rasgos estructurales de los diferentes cuerpos de rocas del subsuelo (Fig. 6-16).

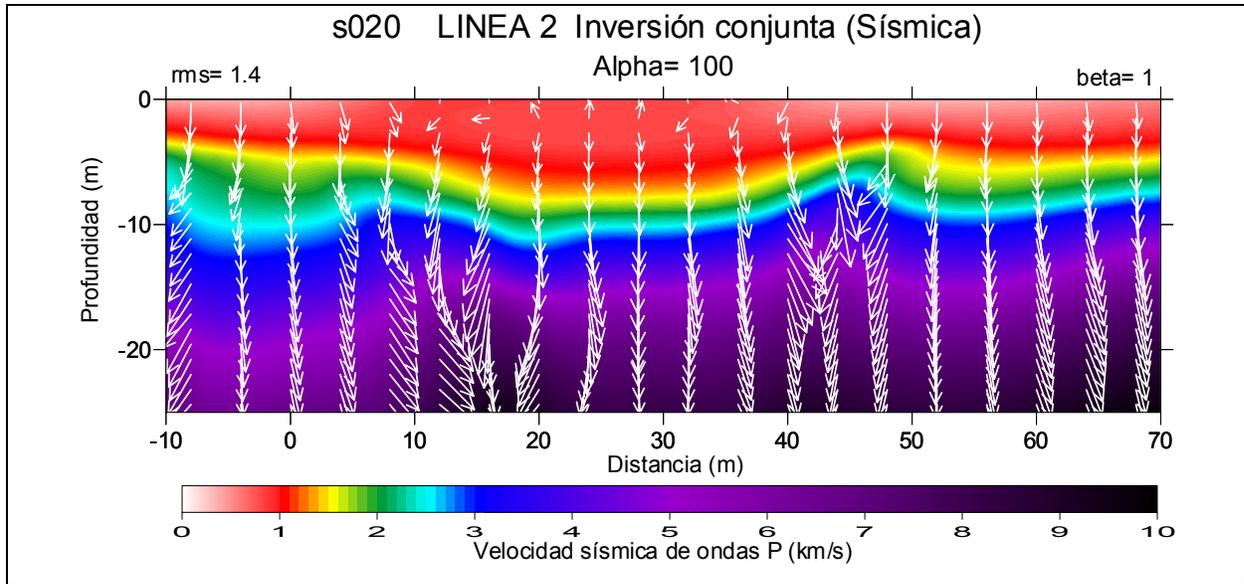


Figura 6-16 Muestra los vectores de los gradientes de las velocidades sísmicas.

6.3 ANÁLISIS DE LAS FIRMAS GEOFÍSICAS

Se denominan *firmas geofísicas* a las gráficas de resistividad contra velocidad sísmica, obtenidas de un mismo sitio, ya sea por medio de inversión separada o por inversión conjunta. ¿Y el porque de llamarlas *firmas geofísicas*? Porque al igual que una firma identifica a una persona específica, una firma geofísica identifica a un conjunto de estratos con características específicas.

Al incursionar en el estudio y análisis de la firma geofísica de un área, se tiene la posibilidad de caracterizar las propiedades petrofísicas de las rocas, las cuales proporcionan características específicas de cada estrato en cuestión, pudiéndose distinguir con mayor claridad. Es importante señalar que los valores obtenidos en las firmas geofísicas no son de carácter universal, es decir que el comportamiento depende de las características de cada sitio de estudio, lo cual implica una interpretación adecuada de los resultados. Es así, que la firma geofísica proporciona la posibilidad de poder caracterizar la estratigrafía de un sitio, ya no solo desde el punto de vista cualitativo, sino que cuantitativo.

6.3.1 Firmas Geofísicas Obtenidas por Medio de Inversión Separada

Para el estudio de este análisis, se tomaron algunos ejemplos específicos para describir las características obtenidas en el desarrollo de este trabajo. De tal manera que se inicia el análisis con las figuras correspondientes a las firmas geofísicas de las líneas 1 y 2, obtenidas por medio de la inversión separada. En las cuales se puede ver que los puntos se encuentran dispersos, esto no permite ver diferencias específicas para poder establecer grupos que señalen los distintos estratos presentes en el sitio de estudio (Fig.6-17 y Fig. 6-18).

Cuando el procesamiento de los datos se hace por medio de la inversión separada, normalmente las firmas geofísicas solo proporcionan una serie de puntos dispersos dentro de la grafica de resistividad-velocidad sísmica, lo cual limita la posibilidad de poder identificar grupos específicos, los cuales se asocian con estratos del subsuelo. Siendo muy difícil

establecer diferencias específicas o características petrofísicas de los diferentes estratos presentes (Fig. 6-17).

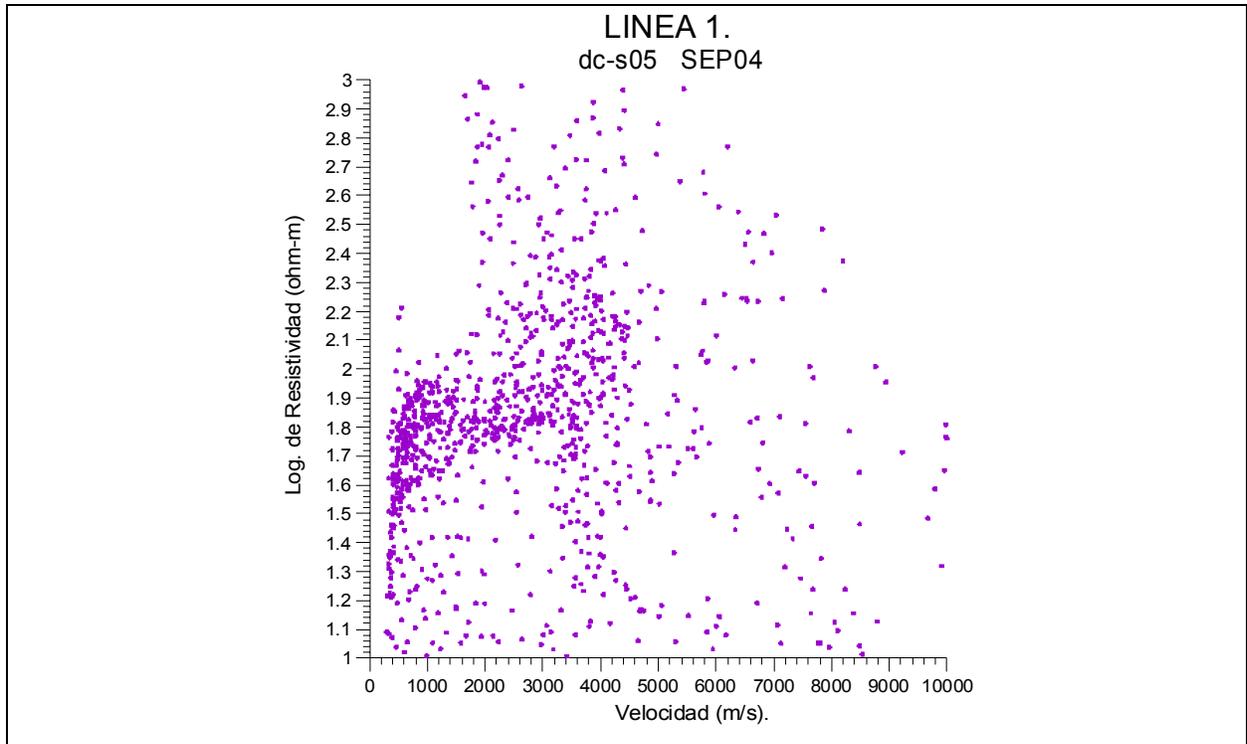


Figura 6-17 Muestra la firma geofísica de la línea 1, obtenida por medio de la inversión separada en la prueba SEP 04.

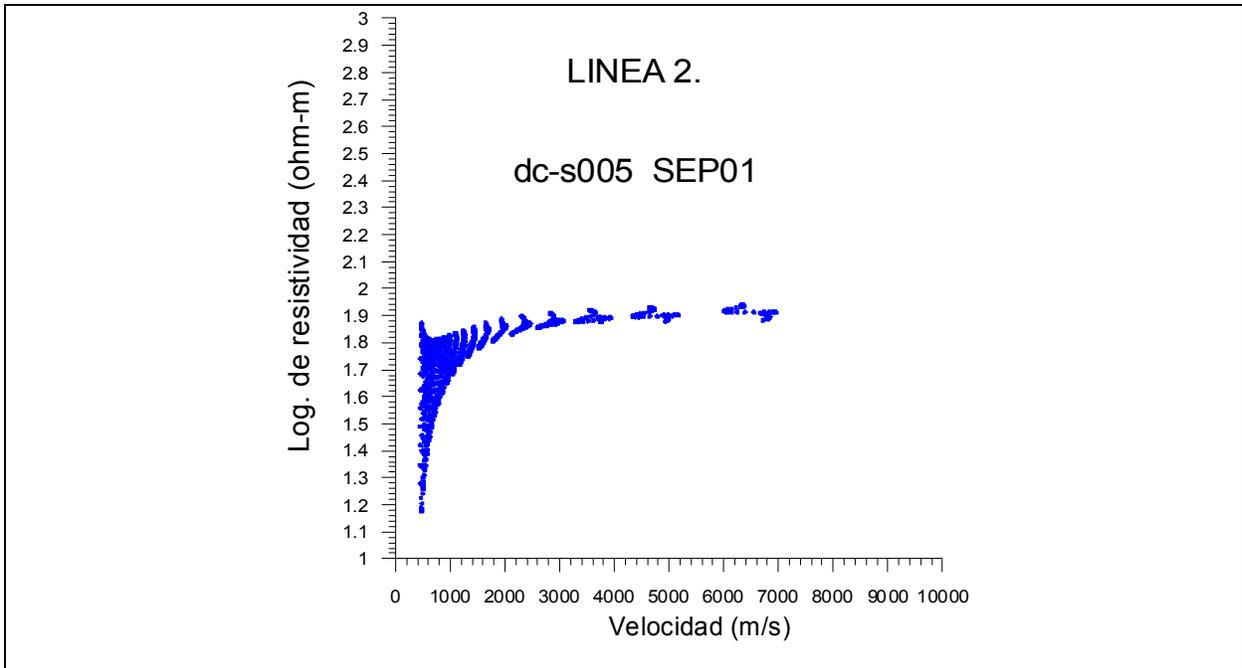


Figura 6-18 Muestra la firma geofísica de la línea 2, obtenida por medio de la inversión separada en la prueba SEP 01.

Es importante mencionar que los resultados que se obtienen en una firma geofísica, depende de la calidad del ajuste (sísmico-resistivo) que se haya logrado en la inversión.

6.3.2 Firmas Geofísicas Obtenidas por Medio de Inversión Conjunta

A continuación se observa la firma geofísica de la línea 1, obtenida por medio de inversión conjunta. En ella se aprecia que los puntos tienen una mejor definición de agrupamiento, esto permite identificar diferencias específicas y poder establecer que cada grupo representa una unidad litológica con características petrofísicas diferentes a las otras. En ella, se identificaron 9 grupos diferentes (Fig. 6-19).

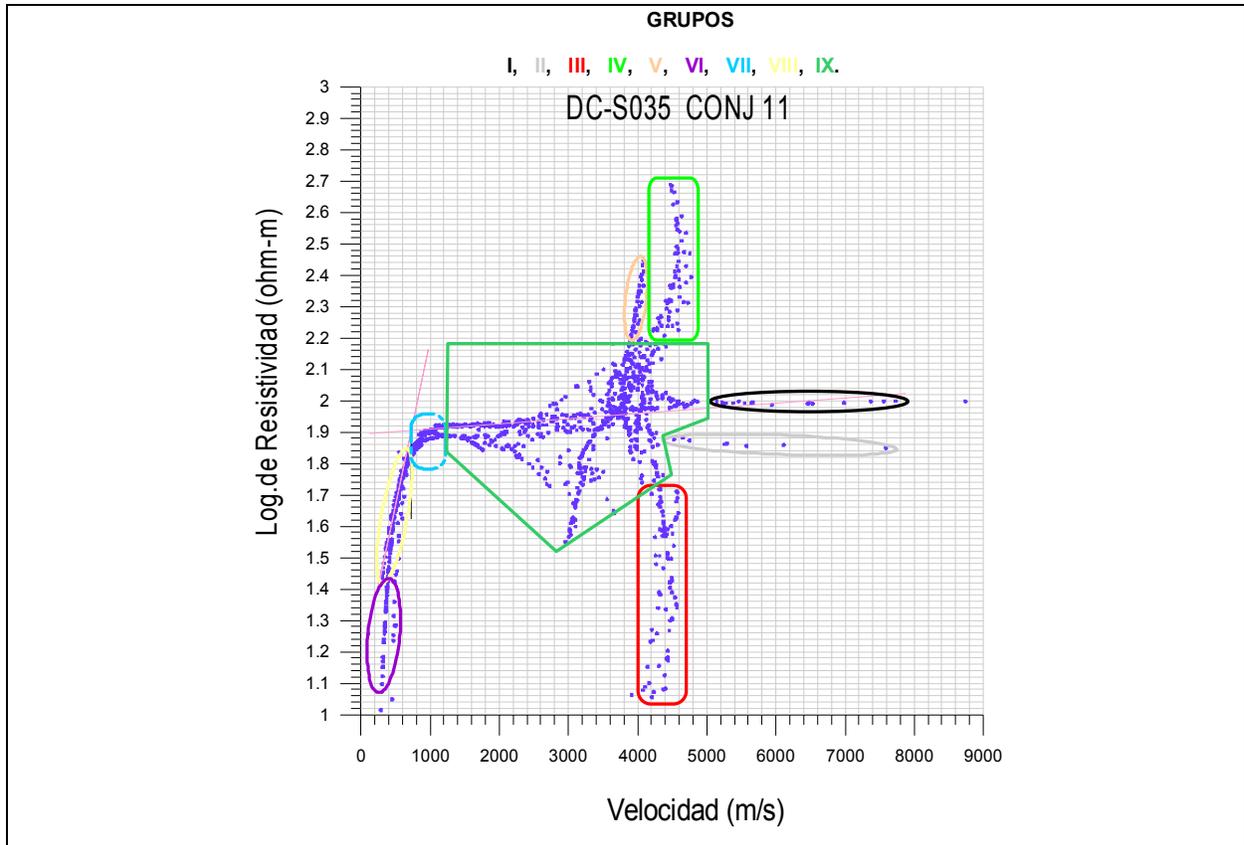


Figura 6-19 Firma geofísica de la línea 1, obtenida por inversión conjunta en la prueba CONJ11. Los grupos I, VII y VIII se correlacionan con sedimentos no consolidados como arcillas gravas y arenas ubicados a poca profundidad de la superficie; el resto de los grupos son sedimentos consolidados que se correlacionan con lutitas bajo condiciones físicas diferentes, el grupo III se correlacione con la anomalía de resistividad.

Se puede ver que el grupo IX tiene una gran concentración de puntos que parece tener diferentes grupos y tendencias de alineamiento, sin embargo no tenemos base alguna para establecer diferencias y clasificarlos como otros grupos. Es por esto que se consideró como un solo grupo.

Ahora bien, observando la firma geofísica de la línea 2, se observan características similares a la firma geofísica de la línea 1. Es decir, se distinguen con claridad los diferentes grupos que caracterizan a la estratigrafía (Fig. 6-20). Así como se mencionó antes, la estratigrafía de la línea 2 no presentó complejidad, esto se pudo observar tanto en los modelos de resistividad, de sísmica y la firma geofísica. Obtenidos de la inversión conjunta.

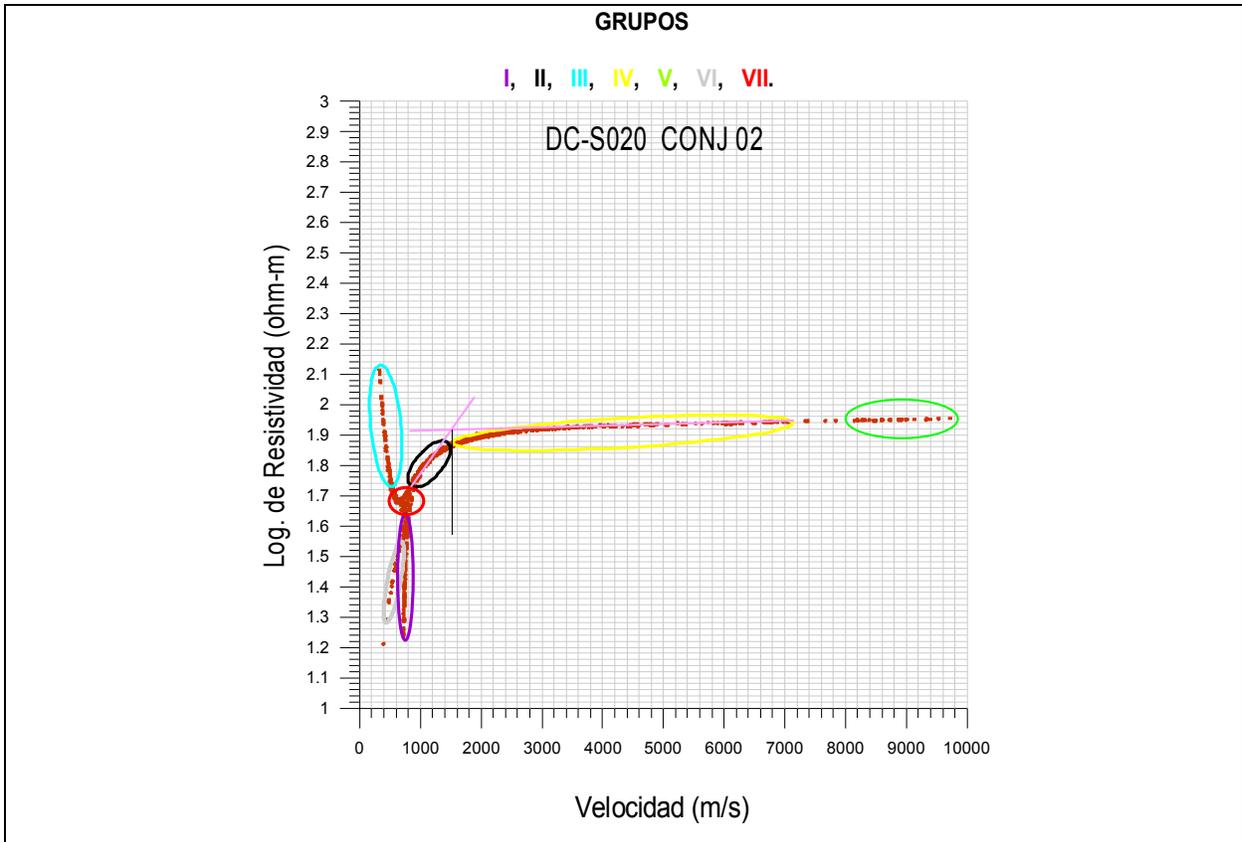


Figura 6-20 Firma geofísica de la línea 2, obtenida por inversión conjunta en la prueba CONJ02. Los grupos I, III, VI y VII se correlacionan con sedimentos no consolidados como arcillas gravas y arenas ubicados a poca profundidad de la superficie; El grupo II se correlaciona con una zona de intemperización de las lutitas, los grupos IV y V son sedimentos consolidados correlacionados con lutitas bajo condiciones físicas diferentes.

Debido a esto, el análisis, la comparación e interpretación de la línea 2 fue fundamental en los resultados de este trabajo. Es decir, la línea 2 se tomó como punto de referencia, ya que se contaba con información de dos pozos realizados en ella. Además de que la línea 1 presentó una mayor complejidad.

Es evidente que la inversión conjunta aporta mayores beneficios al proporcionarnos una mayor claridad para poder distinguir los diferentes grupos ó unidades litológicas presentes en un área.

El hecho de asociar los grupos encontrados en las firmas geofísicas con la distintas unidades litológicas, se basó en las observaciones realizadas al ubicar cada grupo en los modelos de resistividad y sísmica en principio. Asimismo, con la información de los pozos geotécnicos se realizó una comparación de los cambios de litológicos, los cuales fueron predichos por las firmas. Y finalmente, al hacer un recorrido en la superficie de la línea, se observaron cambios laterales de los materiales, esto concordó con los grupos encontrados en las firmas geofísicas.

Ahora bien, teniendo los diferentes grupos o unidades litológicas, se puede establecer los rangos de valores de resistividad y sísmica para analizar su comportamiento, su ubicación espacial y las posibles causas que dan origen a estos valores. Esto se tratará en el siguiente capítulo.

6.4 ANISOTROPÍA

Cuando se inició la etapa de análisis de las firmas geofísicas de las dos líneas; comparándolas entre sí, se observó que ambas firmas mostraban simetría similar con ciertos rasgos comunes en la disposición de los puntos. Sin embargo, su posición dentro de las gráficas, mostraron un desplazamiento constante entre ambas. Es decir, existía una diferencia de los valores (Figura 6-21).

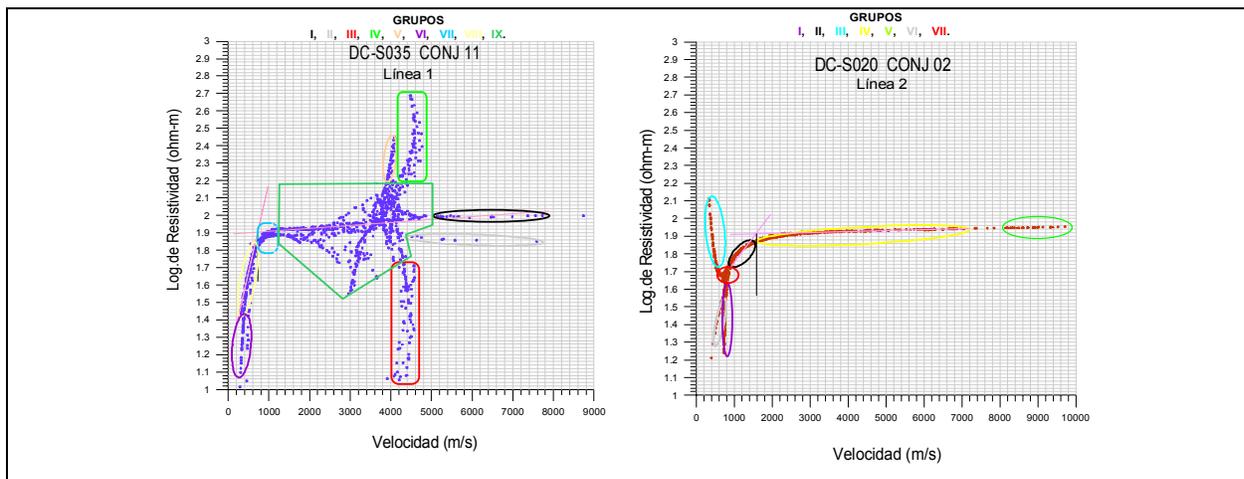


Figura 6-21 Muestra las dos firmas geofísicas obtenidas en el área de estudio. Línea 1 lado izquierdo y la línea 2 en el lado derecho de la figura.

Al observar este corrimiento en firmas geofísicas, surgió la inminente pregunta. ¿A que se debía esto? Se podría pensar algunas posibles causas; como por ejemplo: ¿Será que se tiene diferente estratigrafía? Lo cual sabe que no es así. ¿Tendremos diferente compactación del suelo en las líneas? Probablemente no. ¿Será que la porosidad es diferente? Tampoco. Y de ahí en adelante, podría pensarse en varias interrogantes. Sin embargo, un principio de razonamiento científico es el iniciar por soluciones sencillas.

Para poder apreciar mejor este hecho, se integraron los puntos de las dos firmas geofísicas de las líneas 1 y 2 en una sola gráfica. (Fig. 6-22)

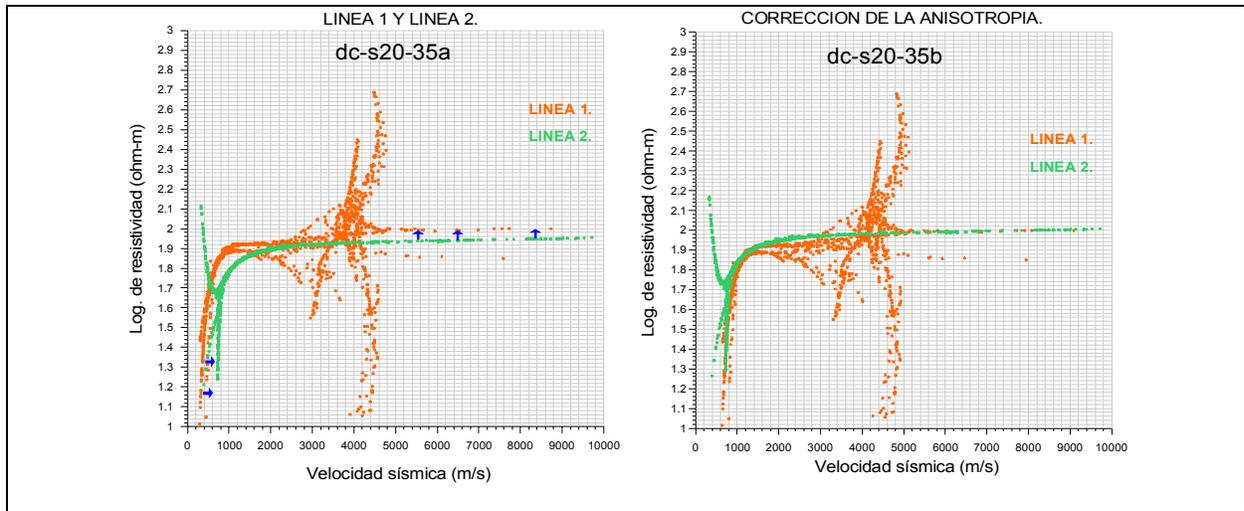


Figura 6-22 Muestra la gráfica de las firmas antes de la corrección (izq.) y después de la corrección por anisotropía (der.).

La respuesta a la pregunta es “El efecto de anisotropía eléctrica y sísmica” hecho en el cual se sabe que existe (Lonardelli *et al.*, 2007).

Infante-Pacheco (1991), observó variaciones de los valores de resistividad eléctrica en diferentes direcciones en las lutitas de la Formación Méndez, de igual manera Montalvo-Arrieta *et al.* (2005), observó variaciones en las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, lo cual se puede asociar a la anisotropía eléctrica y sísmica en direcciones perpendiculares. Sin embargo, estos trabajos hechos en la región de Linares, N. L. se

realizaron de manera puntual, y las mediciones se tomaron de maneja radial en distintas direcciones, con el objeto de apreciar la dirección con valores más altos y la dirección de valores más bajos.

En la figura 6-22, se ilustra como se realizó esta corrección, calculando los valores de corrimiento tanto de la resistividad eléctrica como para velocidad sísmica. Encontrando que para Resistividad, a la línea 2 hay que agregarle 11.32 ohm-m a sus valores de resistividad, es decir que la diferencia de resistividades entre las dos líneas es de 11.32 ohm-m . En la figura 6-22, se aprecia que la línea 2 la desplazamos hacia la línea 1. En el caso de la anisotropía sísmica, se encontró que la diferencia de velocidades fue aproximadamente de 350 m/s. Es decir, se desplazó la línea 1 hacia la línea 2, agregando 350 unidades a los valores de velocidades sísmicas de la línea 1.

En este trabajo, se puede apreciar una importante utilidad proporcionada por las firmas geofísicas de dos líneas en las que se tomaron datos, cuando éstas son perpendiculares. Mostrando el comportamiento anisotrópico de una línea con respecto a la otra (Fig. 6-22). Asimismo, este hecho es importante, ya que en trabajos geofísicos en donde se estudie una superficie determinada, y en la cual se tomen datos en diferentes direcciones, es necesario homogenizar los valores de las lecturas, es decir realizar la corrección por anisotropía para poder hacer una buena correlación de los datos.

En el transcurso del análisis de las firmas geofísicas, se ha podido apreciar que cuando la resistividad de un cuerpo geológico se incrementa, ya sea por sus componentes mineralógicos, se ha observado que la velocidad sísmica también se incrementa. Observando cierta relación de interdependencia de ambas (Meju *et al.*, 2003). Esta interdependencia se observa en la relación:

$$\text{Log}_{10}\rho = m\text{Log}_{10}V_p + c \quad (33)$$

Como un ejemplo de los trabajos anteriormente realizados en el estudio de la anisotropía en la región de Linares, N. L. Se puede citar el realizado por Infante-Pacheco (1991), en el

cual obtuvo mediciones de resistividad utilizando el arreglo “Mise a la masse” con el fin de poder medir el efecto de la anisotropía de resistividad en la zona. Si se observa la figura de ese estudio, se puede ver que los valores más altos de la resistividad se encontraron en un eje aproximado entre los 315° y los 337° Azimut. Asimismo, se observa que los valores más bajos se encuentran en un eje cuya dirección va desde los 225° a los 247° Azimut. La línea 1 (en azul), tiene un rumbo de 337° Azimut, y se relaciona con el eje que tiene valores más altos de resistividad. La línea 2 (en rojo), cuyo rumbo es de 254° Azimut se relaciona con el otro eje, el cual tiene valores bajos de la resistividad (Fig. 6-23).

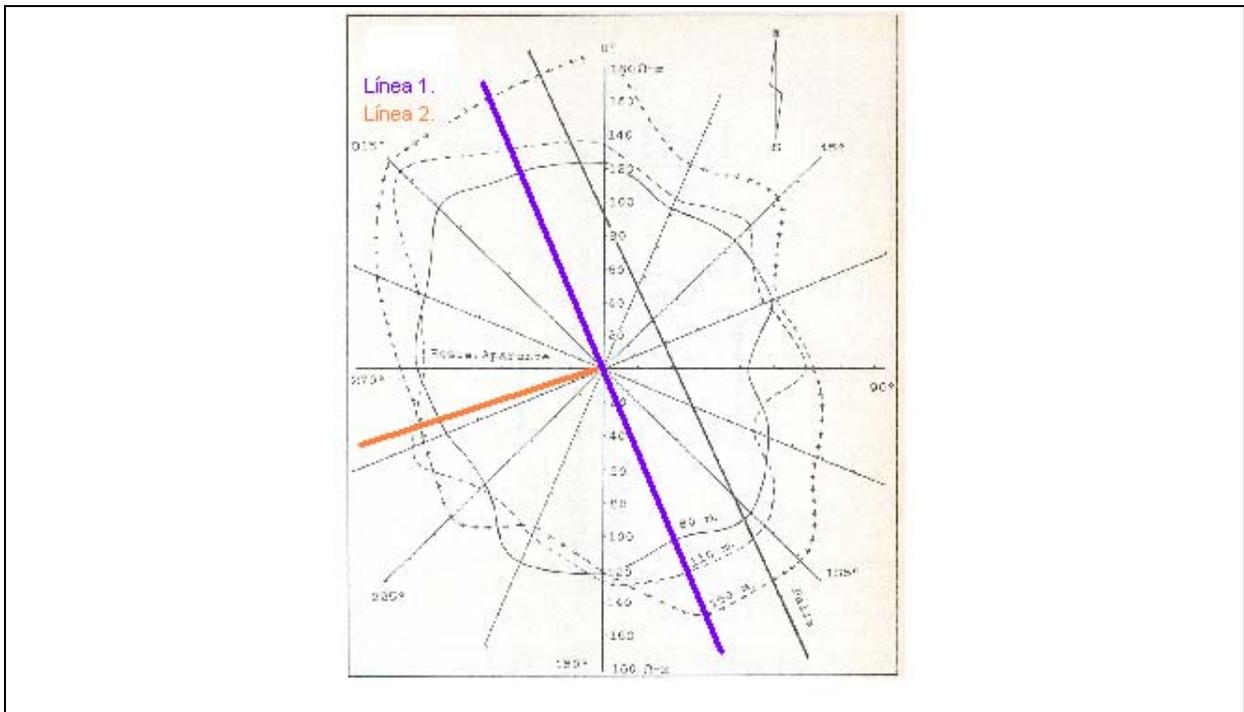


Figura 6-23 Muestra los resultados de las mediciones de resistividad para observar el efecto de anisotropía eléctrica (Infante-Pacheco, 1991). Nota: Las líneas Azul y roja representa la dirección de las líneas 1 y 2 realizadas para éste trabajo.

CAPÍTULO 7 INTERPRETACIÓN

7.1 VISUALIZACIÓN INTEGRAL DE LOS MODELOS DE RESISTIVIDAD Y VELOCIDAD SÍSMICA

Después de analizar los datos de campo generados en las dos líneas realizadas, lo cual se hizo en el capítulo anterior. En este capítulo se presenta la interpretación apoyada en la información geológica y los datos de pozos que se tienen en el área de estudio.

Antes de presentar la clasificación litológica, se considera adecuado mostrar la perspectiva de las líneas 1 y 2. Y así apreciar la visión estructural en su conjunto, de acuerdo con los modelos de resistividad y de velocidades sísmicas.

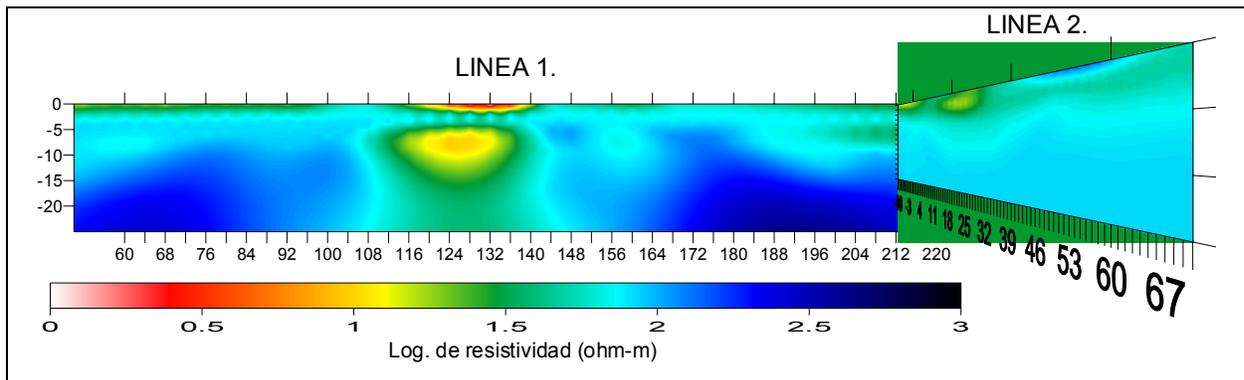


Figura 7-1 Presenta la visualización de los modelos de resistividad de las líneas 1 y 2.

Es así, como se pueden apreciar los rasgos estructurales de las dos líneas, de acuerdo con el método de resistividad. Asimismo, se puede apreciar en la intersección de las dos líneas, un desacople de los valores, principalmente a profundidad. Por otro lado, se aprecia que las estructuras superficiales concuerdan bien (Fig. 7-1).

De igual manera, se pueden apreciar los rasgos estructurales de las líneas 1 y 2, de acuerdo con el método sísmico, observando una coincidencia muy buena entre las dos líneas (Fig. 7-2).

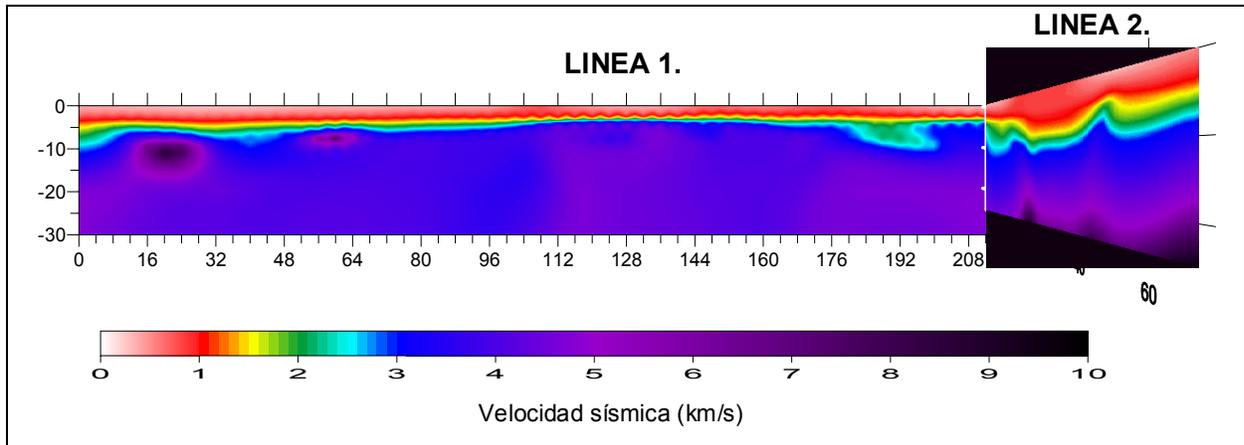


Figura 7-2 Visualización de los modelos de velocidades sísmicas de las líneas 1 y 2.

7.2 CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA

La interpretación litológica se realizó tomando en cuenta dos elementos importantes, uno de ellos fue el modelo estructural derivado de la inversión conjunta, y por otro lado la interpretación de las firmas geofísicas. En ellas, se pudo distinguir algunos grupos en los cuales existía una concentración de puntos o valores de resistividad-velocidad. Observando que cada uno de los grupos distinguidos, poseía ciertas características petrofísicas muy definidas. Interpretando que cada uno de estos grupos representa a una unidad litológica definida.

De tal forma que se ubicaron los puntos de cada uno de los grupos, dentro de los modelos correspondientes, de acuerdo a la posición de la celda que le corresponde en el modelo discretizado.

7.2.1 Clasificación Litológica de la Línea 1

En las figuras 7-3 y 7-4 se presentan los resultados derivados de la ubicación de cada grupo encontrado en la firma geofísica, y llevados a los modelos tanto de resistividad como el de velocidad sísmica de la línea 1.

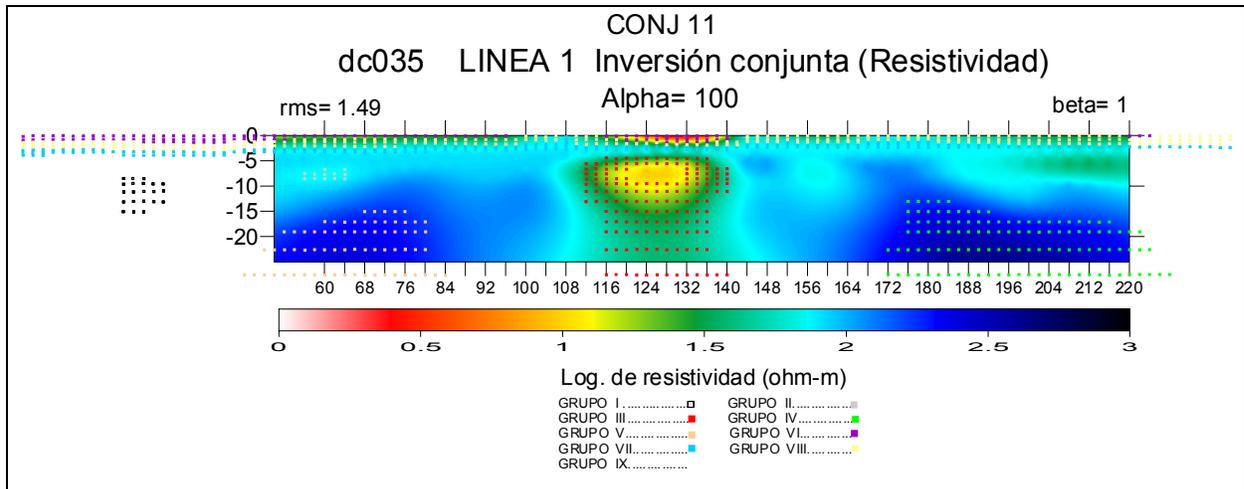


Figura 7-3 Muestra la ubicación espacial de cada grupo dentro del modelo de resistividad en la línea 1.

En ambas figuras se puede ver a nivel superficial, (en los primeros 5 metros de profundidad) la distribución de los distintos sedimentos aluviales no consolidados y depositados por encima de la lutita Méndez, la cual aparece en color azul marino en el modelo sísmico. Los grupos que conforman estos sedimentos son: Los grupos IV, VII, y VIII. Es muy importante mencionar que el grupo VII está representando una unidad, la cual tiene presencia de agua. No indica precisamente una unidad litológica distinta, sino un cuerpo que presenta porosidad efectiva para poder contener agua (Fig. 7-3 y 7-4).

Por debajo de este grupo se encuentra una frontera índice, en donde la permeabilidad se reduce drásticamente, esto hace que el agua sea detenida a esa profundidad y no continúe filtrándose más abajo. Esta frontera se puede apreciar en color amarillo, también se ha

interpretado que la zona de color verde y azul celeste se trata de una zona activa de intemperización o degradación de las lutitas de la Formación Méndez, esto causado por el constante contacto cíclico del agua de lluvia con las lutitas (Fig. 7-4).

La forma topográfica y los diferentes espesores de estas zonas (verde y azul celeste) muestran la degradación diferencial de la acción del agua sobre las lutitas, esto debido a causas físicas (fracturamiento) o químicas (diferencias del contenido de minerales que pueden ser más reactivos con el agua) (Fig. 7-4).

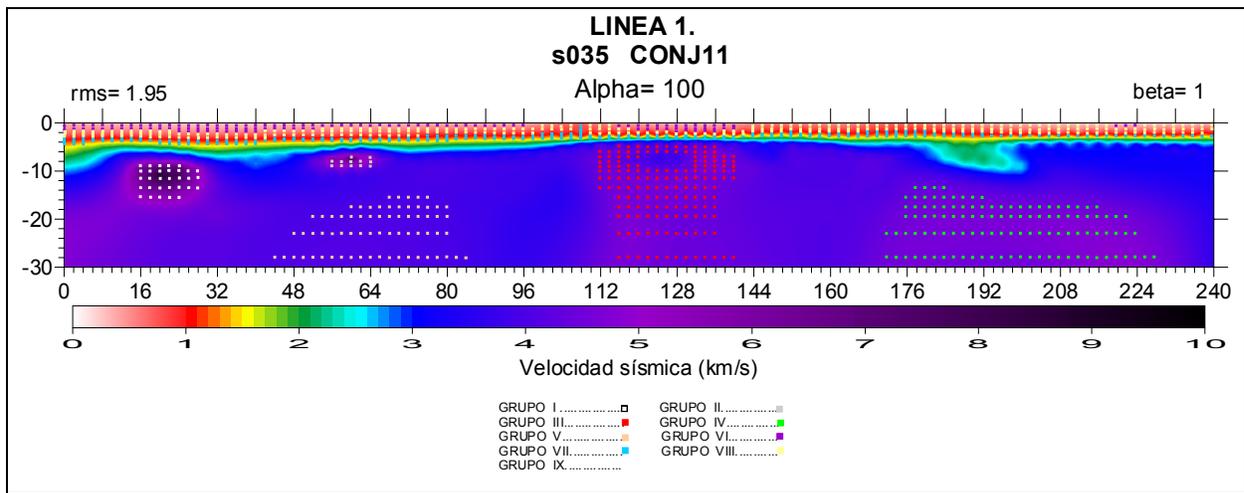


Figura 7-4 Muestra la ubicación espacial de cada grupo dentro del modelo de velocidades sísmicas en la línea 1.

Es interesante observar el grupo III, representado por cuadros rojos en la parte central de los modelos. Este grupo no representa unidad geológica alguna, sino que representa el efecto del campo eléctrico ocasionado por la anomalía de baja resistividad. De tal manera, que este grupo no es visualizado por el método sísmico debido a su naturaleza, solamente el método eléctrico lo visualiza. Este hecho es una ventaja, ya que gracias a esto, podemos interpretar que el grupo III no está representando a una unidad litológica, sino que indica posiblemente un cuerpo ajeno de muy alta conductividad dentro de una unidad litológica (Fig. 7-4).

Finalmente, se puede apreciar que el grupo IX representa a la Formación Méndez, constituida por lutitas y capas delgadas de margas. Ésta representa el basamento acústico. Adicionalmente se observan los grupos I, II, IV y V. Los cuales se encuentran dentro de la Formación Méndez, y forman parte de ella. Sin embargo son zonas que presentan modificaciones físicas, como puede ser una disminución de la porosidad y en consecuencia un aumento de la densidad (Fig. 7-4).

Es importante mencionar que la sensibilidad de la respuesta es diferente en ambos métodos, pudiendo observar que el método de resistividad posee mayor sensibilidad para detectar cambios relacionados a los contenidos mineralógicos y fenómenos de reacciones químicas entre ellos. Por otro lado, se observa que el método sísmico posee mayor sensibilidad para detectar cambios físicos, como lo es la densidad de los cuerpos, la cual se relaciona con la porosidad.

7.2.2 Clasificación Litológica de la Línea 2

En la línea 2 se trabajó de igual manera que la línea 1, ubicando los grupos de la firma geofísica en los modelos tanto de resistividad como de sísmica. Es decir, los puntos correspondientes a cada uno de los grupos. De esta manera puede observar la distribución de las distintas unidades (Fig. 7-5 y 7-6).

En esta línea se tiene datos de dos pozos de penetración estándar, los cuales se tomaron para poder hacer los comparativos y verificar la información lograda por la inversión conjunta y por las firmas geofísicas. Los datos proporcionados por los pozos son: Control de profundidad, estratigrafía, contenido de agua y tamaño de grano del material.

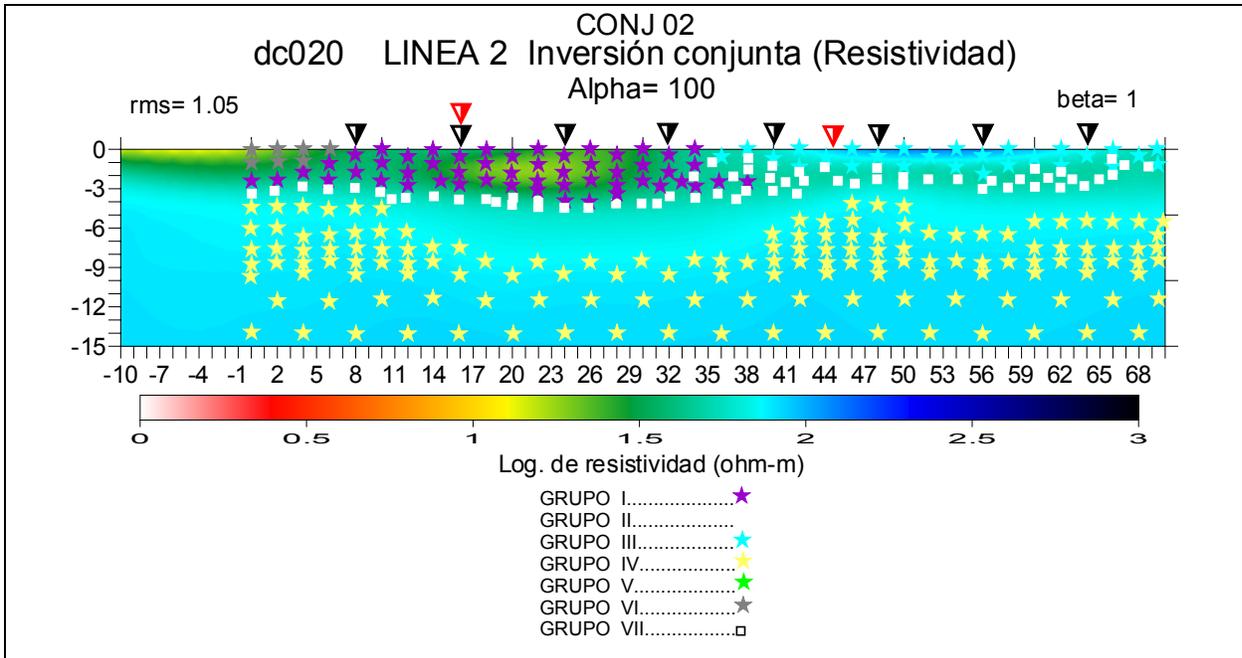


Figura 7-5 Muestra la distribución de los diferentes grupos encontrados en la firma geofísica dentro del modelo de resistividad de la línea 2.

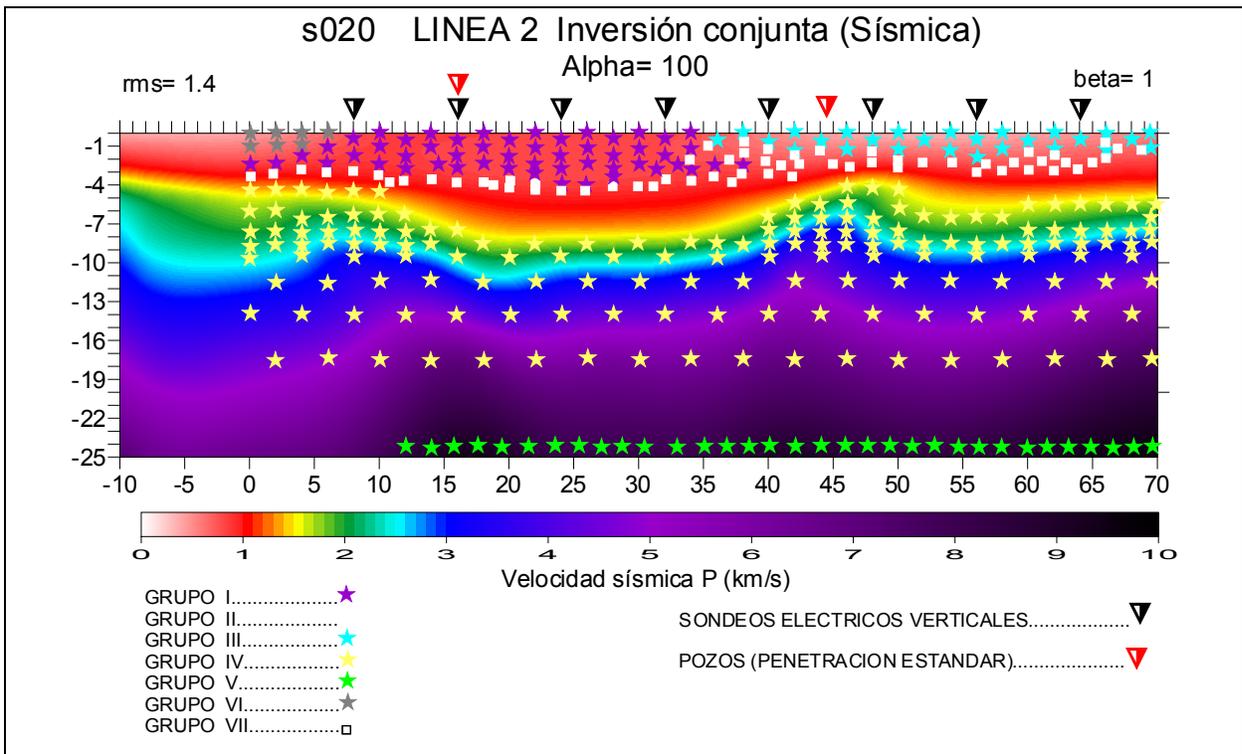


Figura 7-6 Muestra la distribución de los diferentes grupos encontrados en la firma geofísica dentro del modelo sísmico de la línea 2.

7.3 IMAGEN ESPECTRAL DE RESISTIVIDAD Y VELOCIDAD SÍSMICA

Una forma de poder visualizar simultáneamente los modelos de resistividad y de sísmica, es trabajando las *imágenes geoespectrales* (Gallardo, L. A., 2007), es decir, en una imagen se combina la información de resistividad como un espectro definido y la información de sísmica de la misma manera pero en otro espectro distinto.

Cuando ambos espectros se combinan, dan como resultado una combinación de tonalidades, dando la posibilidad de poder distinguir con mayor definición las distintas unidades litológicas que se encuentran presentes. La figura siguiente es un ejemplo de una imagen geoespectral, en la cual se puede observar con mayor claridad la distribución de las distintas unidades litológicas presentes en la línea 2 (Fig. 7-7).



Figura 7-7 Imagen geoespectral, en donde se combina de manera simultanea la resistividad y la sísmica para proporcionar una imagen en la cual es posible visualizar las diferentes unidades litológicas presentes. Las unidades 1, 2, 3 y 4 están constituidas por sedimentos no consolidados de arcillas, arenas y gravas, la unidad 4 presenta contenido de agua y humedad. La unidad 5 es una zona transicional en donde se tiene intemperismo de las lutitas y la unidad 6 son lutitas sanas.

7.4 CORRELACIÓN ENTRE LAS IMÁGENES DE INVERSIÓN CONJUNTA, CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA Y DATOS DE POZO EN LA LÍNEA 2.

A continuación se muestra el modelo de resistividad obtenido con inversión conjunta, la clasificación litológica y la información proporcionada por los datos de los dos pozos (Fig. 7-8). Así como una imagen ampliada de cada uno de los pozos. En donde se puede apreciar con detalle la información integrada por el modelo de resistividad, la clasificación litológica y los datos de pozo (Fig. 7-9). En ambas figuras se puede observar, que tan exacto se correlaciona la información derivada de la inversión conjunta y los datos de los pozos.

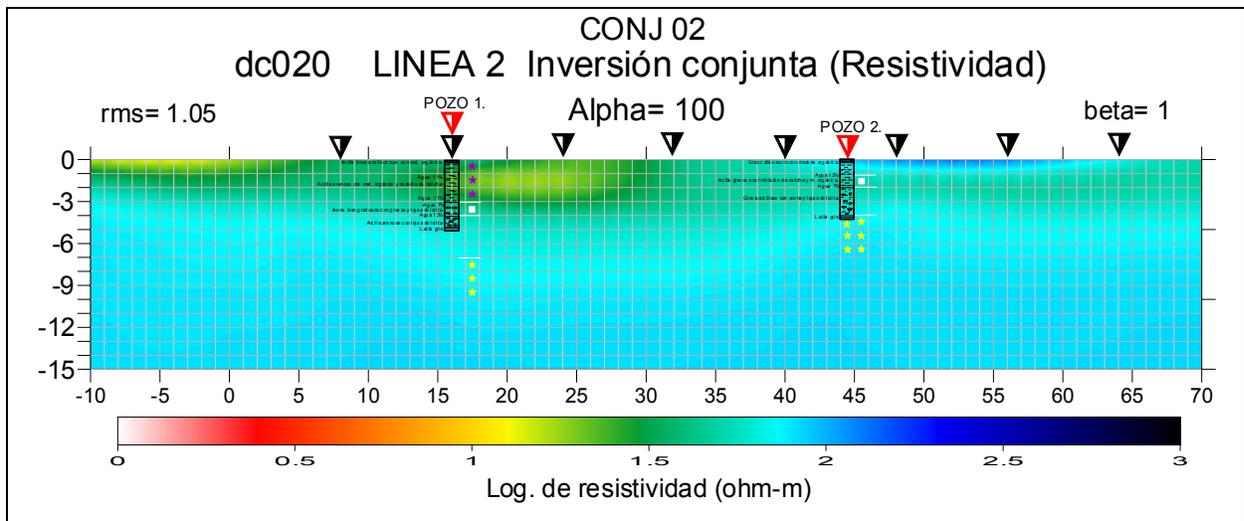


Figura 7-8 Modelo de resistividad de la línea 2 con la información de los dos pozos.

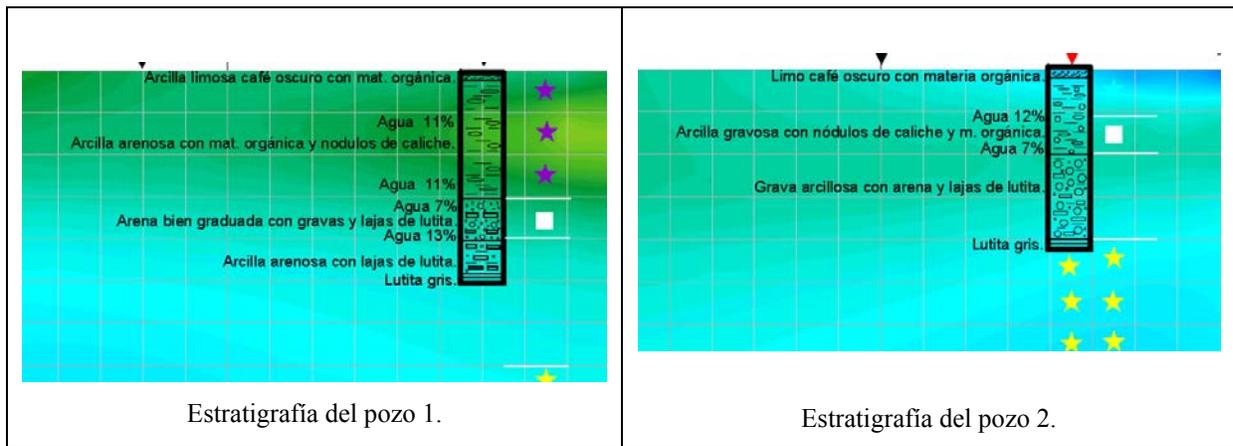


Figura 7-9 Ampliación del modelo de resistividad, en donde se aprecia la estratigrafía de los dos pozos geotécnicos realizados en la línea 2.

De igual forma, se muestra el modelo sísmico obtenido con inversión conjunta, la clasificación litológica y la información proporcionada por los datos de los dos pozos (Fig. 7-10). Así como una imagen ampliada de cada uno de los pozos. En donde se puede apreciar con detalle la información integrada por el modelo sísmico, la clasificación litológica y los datos de pozo (Fig. 7-11). En ambas figuras se puede ver, que tan exacto se correlaciona la información derivada de la inversión conjunta y los datos de los pozos.

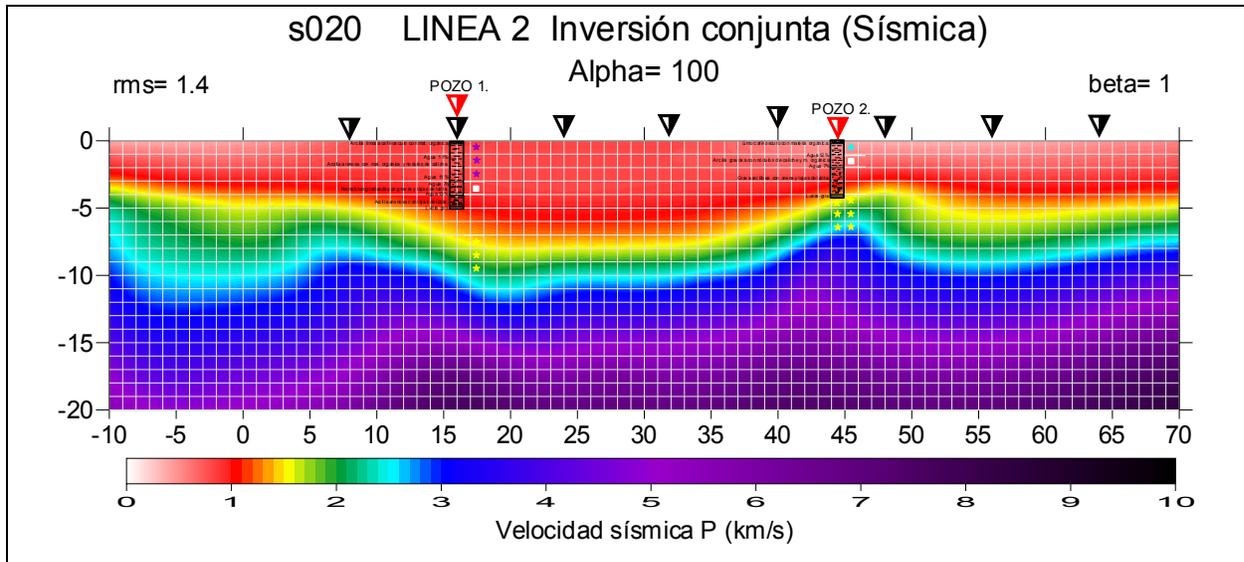


Figura 7-10 Modelo sísmico de la línea 2 con la información de los dos pozos.

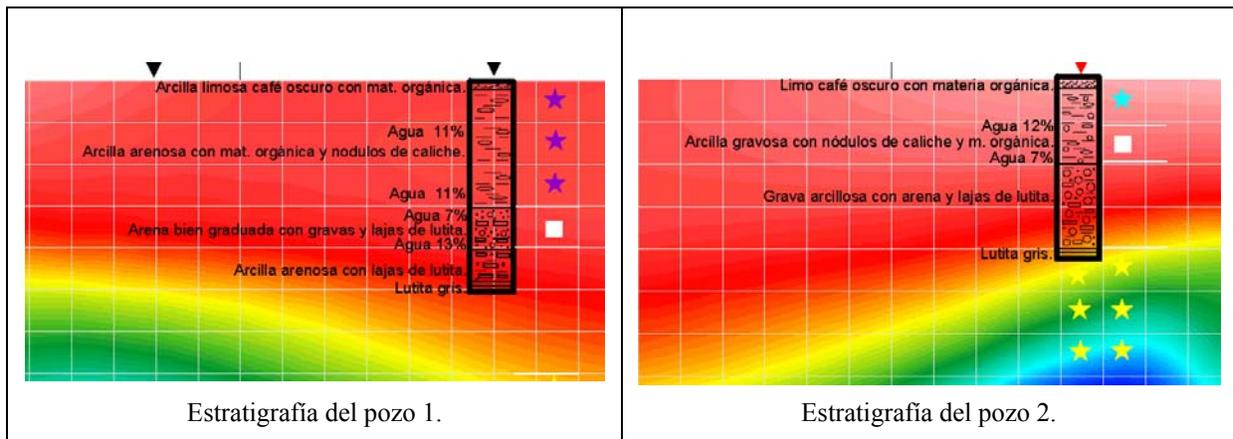


Figura 7-11 Ampliación del modelo sísmico, en donde se aprecia la estratigrafía de los dos pozos geotécnicos realizados en la línea 2.

A continuación se muestran los datos del pozo 1, con los cuales se realizó un análisis de la respuesta de resistividad y sísmica que se origina al cambiar las características petrofísicas de los materiales existentes en un intervalo de profundidad en el pozo 1 (Tabla 7-1).

Tabla 7-1 Muestra los datos del pozo 1, así como los valores de resistividad y velocidad sísmica obtenidos de la inversión conjunta.

X(m.)	Y(m.)	V(Km/s.)	V(m/s.)	1/V	R.	Log.(R.)	number	Agua%	Tam. Gran.(%).
16.00	-0.13	0.785	785.36	1.273	41.53	1.618	9		82
16.00	-0.38	0.770	769.74	1.299	34.73	1.541	44		82
16.00	-0.63	0.755	755.00	1.325	29.58	1.471	79		82
16.00	-0.88	0.743	742.73	1.346	25.52	1.407	114		82
16.00	-1.25	0.736	736.33	1.358	23.24	1.366	149	11	86
16.00	-1.75	0.737	736.86	1.357	23.67	1.374	184	11	86
16.00	-2.25	0.744	744.01	1.344	27.05	1.432	219	7	4
16.00	-2.75	0.758	758.38	1.319	33.43	1.524	254	7	4
16.00	-3.25	0.783	783.18	1.277	42.11	1.624	289	14	44
16.00	-3.75	0.831	830.84	1.204	50.75	1.705	324	14	44
16.00	-4.25	0.908	908.33	1.101	57.11	1.757	359		
16.00	-4.75	1.016	1016.20	0.984	61.81	1.791	394		
16.00	-5.50	1.155	1155.30	0.866	65.85	1.819	429		
16.00	-6.50	1.328	1328.20	0.753	69.60	1.843	463		

Nota. En la última columna del cuadro titulado, Tamaño del grano (%), se refiere al porcentaje de material fino que pasa por la malla No. 200 (ASTM).

La figura que se presenta a continuación, muestra las gráficas de la respuesta tanto sísmica como de resistividad según los materiales presentes en el pozo. Así como la respuesta de resistividad y sísmica ante el cambio de las propiedades petrofísicas de los estratos. Es evidente que el cambio de las características petrofísicas de las rocas, causa una respuesta de cambio en sus valores de resistividad y de velocidad sísmica, como se aprecia en las curvas de resistividad y velocidad sísmica. Para resaltar estos cambios de dirección de las curvas, se agregaron unas rectas (Fig. 7-12).

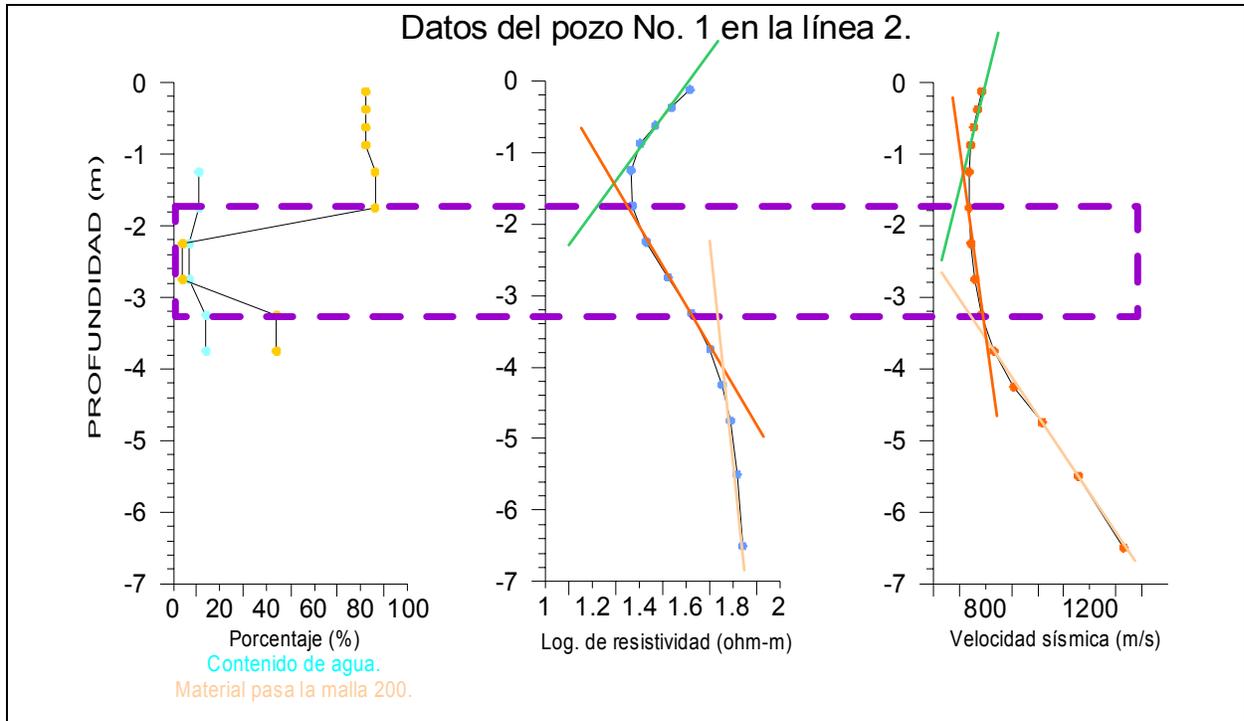


Figura 7-12 Muestra la respuesta resistiva y sísmica ante el cambio de las características petrofísicas de los estratos.

7.5 CARACTERIZACIÓN ANALÍTICA DE LA LITOLOGÍA SOMERA.

Los sedimentos someros pueden ser caracterizados por medio del estudio analítico de su firma geofísica correspondiente. Este procedimiento se desarrolla en un marco de referencia bilogarítmico, esto es logaritmo (Log) de resistividad (ohm-m) y Log de velocidad (m/s) de acuerdo a Meju *et al.* (2003). Ya que se ha observado que en este marco de referencia, el rango de valores de resistividad-velocidad sísmica de una unidad litológica, mantienen una relación lineal. Esto es válido, siempre y cuando no exista un factor adicional que altere las condiciones físicas normales de dicha unidad litológica. A continuación se muestra la firma geofísica en la cual se llevó a cabo este estudio analítico (Fig. 7-13).

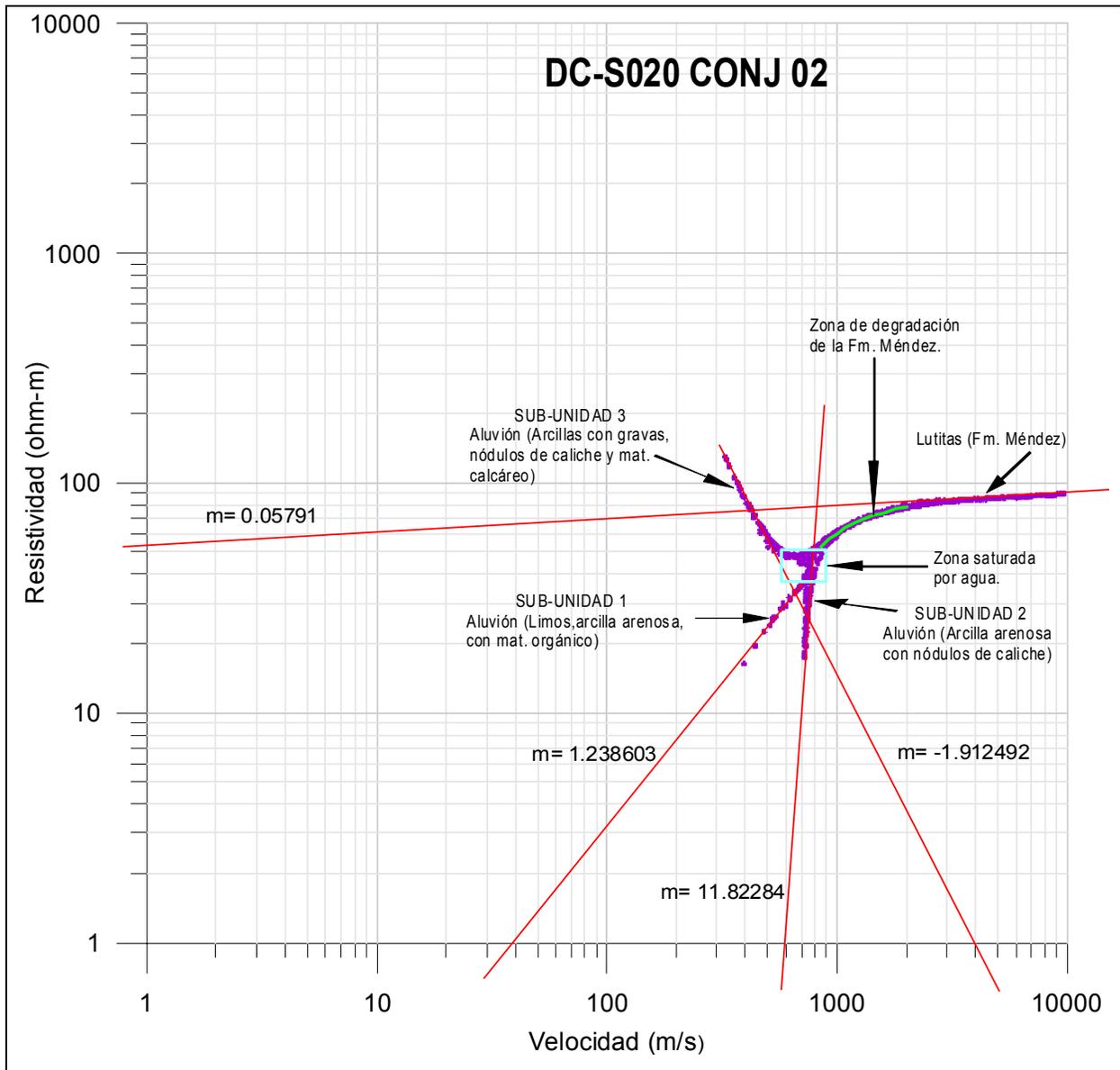


Figura 7-13 Firma geofísica de la línea 2, en la cual se realizó la caracterización analítica de la litología somera.

Meju *et al.* (2003), encontraron evidencias para correlacionar la resistividad eléctrica con la velocidad sísmica en materiales someros, ellos encontraron que esta relación es de la forma:

$$\text{Log}_{10}\rho = m\text{Log}_{10}V_p + c \quad (33)$$

Partiendo de esta relación, asimismo observando la figura 7-13 se puede ver como el rango de valores de resistividad-velocidad sísmica, mantienen una relación lineal para cada unidad litológica, lo cual cumple la relación de la ecuación (33). De aquí que es muy importante el estudio analítico, ya que la definición numérica de las constantes, proporcionan parte de la caracterización de estas unidades litológicas.

Observando la figura 7-13 y la ecuación 33, se aprecia que los términos logaritmo de la resistividad y logaritmo de la velocidad sísmica son los datos obtenidos de las mediciones de un sitio, sin embargo los términos m y c son constantes que tienen diferente significado. m es el *factor de caracterización* de una unidad litológica específica, y c es una constante para cada unidad litológica, pero que puede tomar un valor que depende de los valores resistividad-velocidad propios de cada unidad litológica de acuerdo al área de estudio en que se encuentren; así también de la anisotropía que se presente en el lugar de estudio. Es así que de la ecuación (33) se obtiene m :

$$m = \frac{\text{Log}_{10}\rho_2 - \text{Log}_{10}\rho_1}{\text{Log}_{10}V_{p2} - \text{Log}_{10}V_{p1}} \quad (34)$$

Para obtener la constante c se utiliza la siguiente relación:

$$\text{Log}_{10}c = \text{Log}_{10}\rho_i - m\text{Log}_{10}V_{p_i} \quad (35)$$

De tal forma que:

$$c = 10^{(\text{Log}_{10}\rho_i - m\text{Log}_{10}V_{p_i})} \quad (36)$$

En donde i señala que los valores de resistividad y velocidad corresponden al mismo punto de la recta que caracteriza a la unidad litológica.

En el caso de este trabajo se encontraron cuatro factores de caracterización (m), tres para sedimentos no consolidados y uno consolidado. La primer unidad no consolidada es un aluvión el cual se depositó por encima de la Formación Méndez (lutitas y margas). Encontrando que esta unidad estaba formada a su vez de tres sub-unidades, las cuales fueron identificadas tanto en las firmas geofísicas como en la información de los pozos geotécnicos. El valor encontrado para la sub-unidad 1 fue, $m = 1.2386603$. Asimismo el ángulo encontrado para la recta que forma, fue de 51.08° , esta sub-unidad se compone por limos, arcilla arenosa con material orgánico. El valor encontrado para la sub-unidad 2 fue, $m = 11.82284$. Así también el ángulo encontrado para la recta formada, fue de 85.16° , esta sub-unidad se compone por arcilla arenosa con nódulos de caliche. El valor encontrado para la sub-unidad 3 fue, $m = -1.912492$ y el ángulo de la recta formada fue de -62.39° , esta sub-unidad se compone por arcillas con gravas, nódulos de caliche y material calcáreo. Finalmente, el factor de caracterización para un sedimento consolidado como son las lutitas y margas de la Formación Méndez, $m = 0.05791$, así como el ángulo formado por la recta es de 3.31° (Fig. 7-13).

El factor m es constante para una unidad determinada y no se ve afectado por la variación de la anisotropía o ubicación de la unidad litológica. Asimismo, se observa que generalmente las unidades litológicas no consolidadas presentan preferentemente ángulos mayores a los 45° en las rectas que forman, y las unidades litológicas consolidadas presentan preferentemente ángulos pequeños de 0° a 15° (Fig. 7-13).

También se observó que las unidades litológicas que se encuentran alteradas en sus componentes naturales por algún agente distinto a los componentes propios de la unidad litológica, los valores de resistividad-velocidad sísmica no presentan una alineación lineal, es decir, es cambiada por una curva. Esta situación se presenta en el caso, en el cual se encuentra saturación de agua en una unidad litológica porosa.

Es decir, se tiene una unidad litológica no consolidada y porosa, en la cual la parte superior se encuentra sin agua, hasta cierta profundidad en la cual existe saturación de agua (caso de un acuífero libre y somero) (Fig. 7-14).

En la figura 7-14 se observa la curva formada a partir de la recta correspondiente a la unidad litológica de la Formación Méndez, La cual corresponde a una zona de degradación de las lutitas. Estas zonas en la que m no es constante, marcan zonas transicionales originadas por algún agente, en este caso agua subterránea.

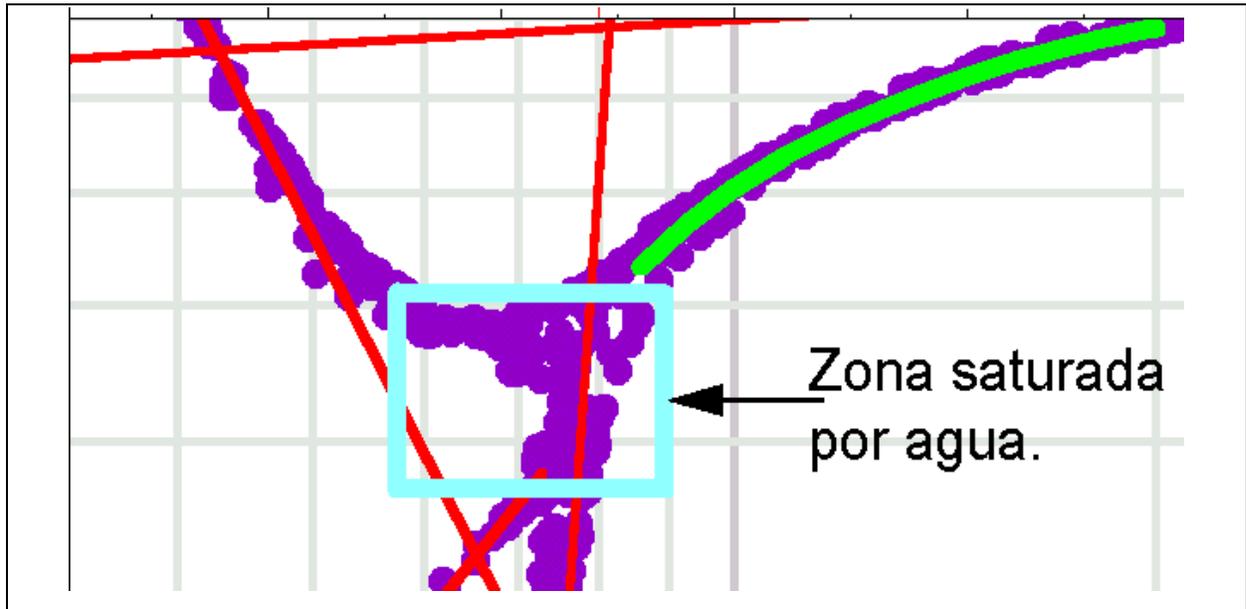


Figura 7-14 Ampliación de la figura 7-13, se observa cuando cambian las líneas rectas de las unidades litológicas a curvas.

CAPÍTULO 8

DISCUSIÓN

En éste trabajo se aplicaron metodologías de resistividad y sísmica de refracción, así como algoritmos desarrollados y probados por diferentes autores, como se trató en los capítulos anteriores, hasta los trabajos más recientes publicados por Gallardo y Meju. El propósito de este trabajo fue la toma de datos geofísicos con un rango de muestreo fino, se realizó la inversión separada y conjunta de los datos geofísicos, se obtuvieron las firmas geofísicas de los materiales presentes, se compararon y calibraron los resultados con los datos de dos pozos.

Por otro lado, la obtención de las firmas geofísicas (curvas de resistividad-velocidad sísmica) fue una herramienta valiosa que abre diferentes vías de análisis de las unidades litológicas. Asimismo, la comparación y calibración de los datos y las firmas geofísicas obtenidas por medio de inversión conjunta, tomando como referencia los datos de dos pozos, fue un parámetro importante para poder establecer una buena correlación entre los datos geofísicos y la litología del área.

La geometría y definición de las distintas unidades litológicas coinciden bien con los límites estratigráficos señalados por los datos de pozo, así como los cambios mineralógicos de los mismos. Se observó que los cambios de los materiales, porcentajes, distribución, densidad y porosidad; se ven reflejados en la distribución de los valores de resistividad y velocidades sísmica, mostrando una correlación directa.

Los avances logrados han sido significativos. Sin embargo, se considera que aún hay mucho por investigar, profundizar en un análisis más completo, y detallado. De igual manera, se considera que no es suficiente la comparación de tan solo dos pozos. Sugiriendo la necesidad de realizar un mayor número de ellos; así como la toma de una serie de muestras inalteradas para realizar un trabajo más exhaustivo en el laboratorio, y poder correlacionar con mayor detalle las condiciones y características físicas de cada una de las unidades con los valores que se obtienen por medio de los datos geofísicos.

CAPÍTULO 9

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se identificaron cuatro diferentes unidades litológicas en los primeros 30 m de profundidad:

Limos localizados en la superficie con espesores delgados (aproximadamente de 0.30 m) y con velocidades de V_p menores a 400 m/s. y resistividades de 10 a 16 ohm-m.

Aluvión (depósitos Cuaternarios) con espesores de 2 a 4 m, en el cual se identificaron tres sub-unidades distintas por su contenido de material. La Sub-unidad 1, formada por arcilla arenosa con material orgánico de color oscuro, con una velocidad V_p de 450 a 700 m/s y resistividad de 20 a 35 ohm-m. La Sub-unidad 2, formada por arcilla arenosa con nódulos de caliche de color café claro, con una velocidad V_p de 700 a 800 m/s y resistividad de 16 a 35 ohm-m. La Sub-unidad 3, formada por arcillas con gravas con nódulos de caliche y material calcáreo, con velocidad V_p de 300 a 550 m/s y resistividad de 50 a 150 ohm-m.

Una zona de degradación o intemperismo de las lutitas de la Formación Méndez con espesor muy variable, de unos pocos cm. a 3 m., formada por arcilla arenosa y lajas de lutita, con una velocidad V_p de 850 a 2000 m/s y resistividad de 50 a 80 ohm-m.

Finalmente lutitas de la Formación Méndez con una velocidad V_p de 2000 a 4000 m/s en promedio y resistividad de 80 a 90 ohm-m.

También se identificó una zona de saturación de agua en la parte inferior del aluvión, por encima de la zona de intemperismo de las lutitas de la Formación Méndez, con una velocidad V_p de 800 a 1000 m/s y resistividad de 35 a 50 ohm-m.

Se obtuvo la firma geofísica de cada línea (gráfica de resistividad-velocidad) lo cual mostró el comportamiento de los valores geofísicos con las variaciones petrofísicas de las unidades litológicas encontradas. Se observó que las variaciones de los valores de resistividad

en una unidad, se asocia principalmente a las variantes de los porcentajes de los minerales que componen esa unidad específica, y que las variaciones de velocidad en una unidad se asocia principalmente a factores físicos de la materia como es la densidad, presión y porosidad.

De la caracterización analítica de la litología somera se encontraron cuatro factores de caracterización (m), tres para sedimentos no consolidados y uno consolidado. La primer unidad no consolidada es un aluvión el cual se depositó por encima de la Formación Méndez (lutitas y margas). El valor encontrado para la sub-unidad 1 fue, $m = 1.2386603$. Asimismo el ángulo encontrado para la recta que forma, fue de 51.08° . El valor encontrado para la sub-unidad 2 fue, $m = 11.82284$. Así también el ángulo encontrado para la recta formada, fue de 85.16° . El valor encontrado para la sub-unidad 3 fue, $m = -1.912492$ y el ángulo de la recta formada fue de -62.39° . Finalmente, el factor de caracterización para un sedimento consolidado como son lutitas y margas de la Formación Méndez, $m = 0.05791$, así como el ángulo formado por la recta fue de 3.31° .

El factor m es constante para una unidad determinada y no se ve afectado por la variación de la anisotropía o ubicación de la unidad litológica. Asimismo, se observa que generalmente las unidades litológicas no consolidadas presentan ángulos mayores a los 45° en las rectas que forman, y las unidades litológicas consolidadas presentan ángulos pequeños de 0° a 15° .

También se observó que las unidades litológicas que se encuentran alteradas en sus componentes naturales por algún agente distinto a los componentes propios de la unidad litológica, los valores de resistividad-velocidad sísmica no presentan una relación lineal. Es decir, es cambiada por una curva. Esta situación se presenta en el caso, en el cual encontramos saturación de agua en una unidad litológica porosa. También se observa este comportamiento en la zona de degradación de las lutitas, cuando el agua causa cambios internos en las lutitas. Estas zonas en la que m no es constante, marcan zonas transicionales originadas por algún agente, en este caso agua subterránea.

De los resultados mostrados anteriormente, se concluyen los siguientes puntos:

1. La inversión conjunta mostró proporcionar una mejor definición de la geometría y distribución de las distintas unidades litológicas presentes en el área de estudio.
2. La obtención de las firmas geofísicas procesadas con inversión conjunta, son una valiosa herramienta, la cual abre diferentes vías de análisis de las unidades litológicas.
3. Con las firmas geofísicas se pueden realizar análisis orientados a distintas áreas de estudio del subsuelo. Como por ejemplo; el análisis de la naturaleza de la sedimentación, fenómenos geológicos, geoquímicos, hidrogeológicos y de la naturaleza petrofísica de las distintas unidades litológicas.
4. La validez de análisis de las firma geofísicas, es de carácter local entre las unidades litológicas presentes en cada área de estudio y no se pueden considerar de carácter universal.
5. La inversión conjunta ofrece un puente de conexión entre los datos geofísicos y las propiedades petrofísicas de las unidades litológicas.
6. La inversión conjunta a través de sus firmas geofísicas ayuda a caracterizar las distintas unidades litológicas que presentan porosidad y en cuyos espacios se encuentran saturados por agua subterránea.

BIBLIOGRAFÍA

- AFNIMAR, KOKETSU, K., y NAKAGAWA, K. (2002), Joint inversion of refraction and gravity data for the three dimensional tomography of a sediment basement interface, *Geophys. J. Int.* 151, 243-254.
- ARCHIE, G. E., (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristic, *AIME Trans. (Petroleum Development and technology)* 146: 54-62.
- BERGE, P. A., BERRYMAN, J. G., BERTETE-AGUIRRE, H., BONNER, P., ROBERTS, J. J., y WILDENSCHILD, D. (2000), Joint inversion of geophysical data for site characterization and restoration monitoring, LLNL Rep. UCRL-ID-128343, Project 55411, Lawrence Livermore, California.
- BERRYMAN, J. G., BERGE, P.A., y BONNER, B. P. (2002), Estimating rock porosity and fluid saturation using only seismic velocities, *Geophysics*, 67, 391-404.
- BIRCH, F. (1961), The velocity of compresional waves in rocks to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 66: 2199-2224.
- BOLT, B. A. (1993). *Earthquakes*. W. H. Freeman.
- BURGER, H. (1992). *Exploration geophysics of the shallow subsurface*. Prentice Hall 489 pp.
- CARCIONE, J. M. URSIN, B., y NORDSKAG, J. I. (2007), Cross property relations between electrical conductivity and the seismic velocity of rocks, *Geophysics*, 72(5), E193-E204.
- DE NATALE, G., TROISE, C., TRIGILA, R. y CHIARABBA, C., (2004), Seismicity and 3D substructure at Somma-Vesuvius volcano: evidence for magma quenching. *Earth and planetary Science Letters*, 221 (1-4): 181-196.
- DITMAR, P. (2002), Finding the shape of a local heterogeneity by means of a structural inversion with constraints, *Geophys. Prospect*, 50, 209-223.
- EBERHART-PHILLIPS, D., STANLEY, W. D., RODRÍGUEZ, B. D. y LUTTER, W. J. (1995), Surface seismic and electrical methods to detect fluids related to faulting, *J. Geophys. Res.*, 97, 12,919-12,936.
- FAUST, L. Y. (1953), A velocity function including lithologic variation, *Geophysics*, 18, 271-288, 1953.
- GALLARDO, L. A., y MEJU, M. A. (2003), Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data, *Geophysical research letters*, 30(13), 1658, doi: 10.1029/2003GL017370.
- GALLARDO, L. A., y MEJU, M. A. (2004), Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints, *J. Geophys. Res.*, 109, B03311, doi:10.1029/2003JB002716.
- GALLARDO, L. A., MEJU, M. A., y PÉREZ-FLORES, M. A. (2005), A quadratic programming approach for joint image reconstruction: mathematical and geophysical examples, *Inverse problems*, 21, 435-452, doi:10.1088/0266-5611/21/2/002.
- GALLARDO, L. A., y MEJU, M. A. (2007), Joint two dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic travel time data for structural and lithological classification, *Geophys. J. Int.* 169, 1261-1272.

- GALLARDO, L. A. (2007), Multiple cross-gradient joint inversion for geospectral imaging, *Geophysical research letters*, 34, L19301, doi:10.1029/2007 GL030409.
- HABER, E., y OLDENBURG, D. (1997), Joint inversion: a structural approach, *Inverse Problems*, 13, 63-77.
- INEGI (1999), Carta geológica de Linares, N. L., G14-11, esc.1:250,000.
- INFANTE-PACHECO, V. E. (1991), Metodología geofísica para la prospección de agua subterránea en zonas fracturadas y karsticas en Nuevo León, Tesis de licenciatura, FCT-UANL, 55-56.
- KOWALSKY, M. B., CHEN, J., y HUBBERD, S. (2006), Joint inversion of geophysical and hydrological data for improved subsurface characterization, 730-734, Lawrence Berkeley National Laboratory.
- LANZ, E., MAURER, H., y GREEN, A. (1998), Refraction tomography over a buried waste disposal site, *Geophysics*, 63, 1414-1433.
- LINDE, N., BINLEY, A., TRYGGVASON, A., PEDERSEN, L. B., y REVIL, A. (2006), Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground penetrating radar travel time data, *Water Resour. Res.*, 42, W12404, doi:10.1029/2006WR005131.
- LINES, L. R., SCHULTZ, A. K., y TREITEL, S. (1988), Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53, 8-20.
- LOKE, M. H., BARKER, R. D. (1995), Last-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections, *Geophysics*, 60, 1682-1690.
- LÓPEZ RAMOS, E. (1979), *Geología de México*, Segunda edición, México, D. F. Edición Escolar.
- MARQUIS, G. y HYNDMAN, R. D. (1992), Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships, *Geophys. J. Int.*, 110, 91-105.
- MEJU, M. A., GALLARDO, L. A., y MOHAMED, A. K. (2003), Evidences for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials, *Geophysical research letters*, 30(7), 10.1029/2002GL016048.
- MONTALVO-ARRIETA, J. C., QUINTANILLA, Y., TAMEZ, A., MENESES, M., RAMOS, L., y MASUCH, D. (2005), Microzonation of the Linares, Northeast Mexico area, base don geology and shear-wave velocity measurements, *Geofísica Internacional*, 44, 331-340.
- OFFICER, C. B. (1974), *Introduction to theoretical geophysics*, Springer-Verlag, New York.
- ORELLANA, E. (1982), *Prospección geoelectrica en corriente continua*, Edit. Paraninfo, 578 pp.
- PÉREZ-FLORES, M. A., MÉNDEZ-DELGADO, S., y GÓMEZ-TREVIÑO, E. (2001), Imaging low-frequency and dc electromagnetic fields using a simple linear approximation, *Geophysics*, 66, 1067-1081.
- QIN, F., LUO, Y., OLSEN, K. B., CAI, W., SCHUSTER, G. T. (1992), Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts, *Geophysics*, 57, 478-487.
- ROECKER, S., THURBER, C., y MCPHEE, D. (2004), Joint inversion of gravity and arrival time data from Parkfield: New constraints on structure and hypocenter locations near the SAFOD drill site, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12S04, doi:10.1029/ 2003GL019396.

- RUDMAN, A. J., WHALEY, J. F., BLAKE, R. F., y BIGGS, M. E. (1975), Transformation of resistivity to pseudovelocity logs, AAPG Bull., 59, 1151-1165.
- RUIZ-MARTINEZ, M. A., y WERNER, J. (1997), Research into the Quaternary sediments and climatic variations in NE Mexico, Quaternary International, 43, 145-151.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., y SHERIFF, R. E. (1993) Applied geophysics. Cambridge, 770 p.
- VIDALE, J. E. (1988), Finite-difference travel times calculation, Bull., Seis. Soc. Am., 78, 2062-2076.
- VIDALE, J. E. (1990), Finite-difference calculation of travel times in three-dimensions, Geophysics, 55, 521-526.
- VOZOFF, K., JUPP, D. L. B. (1995), Joint inversion of geophysical data, Geophys. J. R. Astron. Soc., 42, 977-991.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R., y GARDNER, L. W. (1956), Elastic waves velocities in heterogeneous and porous media, Geophysics, 21, 41-70.
- ZELT, C. A. y BARTON, P. J. (1998), Three-dimensional seismic refraction tomography: a comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin, J. Geophys. Res., 103, 7187-7210.
- ZHANG, J., MACKIE, R. L., MADDEN, T. R. (1995), 3-D resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients, Geophysics, 60, 1313-1325.
- ZHANG, J., y MORGAN, F. D., (1996), Joint seismic and electrical tomography, Proc. EEGS Symposium on Applications of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Keystone, Colorado, 391-396.

ANEXO I

**Datos de resistividad correspondientes a los
Sondeos Eléctricos Verticales de las líneas 1 y 2.**

SEV No. 1				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.8300	1	33.34
0.5	3	1.5400	1	42.33
0.5	4	0.9760	2	48.29
0.5	6	0.5180	2	58.18
0.5	8	0.3260	5	65.29
0.5	10	0.2260	5	70.82
0.5	12	0.1660	5	74.97
0.5	14	0.1260	5	77.49
0.5	16	0.0995	10	79.94
0.5	18	0.0836	10	85.03
0.5	20	0.0714	10	89.67
5	18	0.9520	10	89.42
5	20	0.7990	10	94.13
5	22	0.6700	10	96.61
5	24	0.5800	10	100.40
5	26	0.5090	10	104.10
5	28	0.4500	10	107.30
5	30	0.3970	10	109.13
5	35	0.3050	10	114.98
5	40	0.2340	10	115.78
5	45	0.1810	10	113.73
5	50	0.1380	10	107.30
5	55	0.1120	10	105.56
5	60	0.0947	10	106.36

SEV No. 2				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.5800	1	30.39
0.5	3	1.4600	1	40.13
0.5	4	0.9900	1	48.99
0.5	6	0.5330	2	59.86
0.5	8	0.3310	2	66.29
0.5	10	0.2280	2	71.45
0.5	12	0.1600	5	72.26
0.5	14	0.1250	5	76.87
0.5	16	0.1020	5	81.95
0.5	18	0.0836	10	85.03
0.5	20	0.0705	10	88.54
5	18	0.8570	10	80.50
5	20	0.7180	10	84.59
5	22	0.6170	10	88.97
5	24	0.5300	10	91.74
5	26	0.4560	10	93.26
5	28	0.4060	10	96.81
5	30	0.3630	10	99.78
5	35	0.2750	10	103.67
5	40	0.2080	10	102.92
5	45	0.1540	10	96.76
5	50	0.1260	10	97.97
5	55	0.1080	10	101.79
5	60	0.0905	10	101.64

SEV No. 3				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.2400	1	26.39
0.5	3	1.2900	1	35.46
0.5	4	0.8800	2	43.54
0.5	6	0.4820	2	54.13
0.5	8	0.3020	2	60.48
0.5	10	0.2090	5	65.50
0.5	12	0.1560	5	70.45
0.5	14	0.1200	5	73.80
0.5	16	0.0981	10	78.82
0.5	18	0.0802	10	81.57
0.5	20	0.0666	10	83.64
5	18	0.8820	10	82.85
5	20	0.7280	10	85.77
5	22	0.6170	10	88.97
5	24	0.5390	10	93.30
5	26	0.4770	10	97.55
5	28	0.4200	10	100.15
5	30	0.3680	10	101.16
5	35	0.2750	10	103.67
5	40	0.1980	10	97.97
5	45	0.1550	10	97.39
5	50	0.1330	10	103.41
5	55	0.1140	10	107.44
5	60	0.0964	10	108.27

SEV No. 4				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.5600	1	30.39
0.5	3	1.4000	1	40.13
0.5	4	0.9140	1	48.99
0.5	6	0.5130	2	59.86
0.5	8	0.3430	2	66.29
0.5	10	0.2400	2	71.45
0.5	12	0.1820	5	72.26
0.5	14	0.1400	5	76.87
0.5	16	0.1100	5	81.95
0.5	18	0.0896	10	85.03
0.5	20	0.0764	10	88.54
5	18	0.9640	10	80.50
5	20	0.8050	10	84.59
5	22	0.6830	10	88.97
5	24	0.5860	10	91.74
5	26	0.5090	10	93.26
5	28	0.4390	10	96.81
5	30	0.3880	10	99.78
5	35	0.2660	10	103.67
5	40	0.2110	10	102.92
5	45	0.1740	10	96.76
5	50	0.1450	10	97.97
5	55	0.1250	10	101.79
5	60	0.1100	10	101.64

SEV No. 5				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.9200	1	34.40
0.5	3	1.5800	1	43.43
0.5	4	1.0600	1	52.45
0.5	6	0.5480	2	61.55
0.5	8	0.3580	2	71.70
0.5	10	0.2470	5	77.40
0.5	12	0.1820	5	82.19
0.5	14	0.1390	5	85.48
0.5	16	0.1160	10	93.20
0.5	18	0.0945	10	96.12
0.5	20	0.0789	10	99.09
5	18	1.0000	10	93.93
5	20	0.8200	10	96.60
5	22	0.6880	10	99.21
5	24	0.5740	10	99.36
5	26	0.4900	10	100.21
5	28	0.4260	10	101.58
5	30	0.3470	10	95.39
5	35	0.2620	10	98.77
5	40	0.2100	10	103.91
5	45	0.1770	10	111.21
5	50	0.1470	10	115.85
5	55	0.1280	10	122.83
5	60	0.1140	10	128.04

SEV No. 6				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.8300	1	33.34
0.5	3	1.6800	1	46.18
0.5	4	1.1500	1	56.90
0.5	6	0.5830	2	65.48
0.5	8	0.3450	5	69.10
0.5	10	0.2320	5	72.70
0.5	12	0.1760	5	79.48
0.5	14	0.1380	10	84.87
0.5	16	0.1110	10	89.18
0.5	18	0.0907	10	92.25
0.5	20	0.0762	10	95.70
5	18	0.9230	10	86.70
5	20	0.7560	10	89.06
5	22	0.6260	10	90.27
5	24	0.5270	10	91.22
5	26	0.4170	10	85.28
5	28	0.3550	10	84.65
5	30	0.3100	10	85.22
5	35	0.2380	10	89.72
5	40	0.1990	10	98.47
5	45	0.1640	10	101.88
5	50			
5	55	0.1240	10	116.87
5	60	0.1110	10	124.67

SEV No. 7				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.9900	1	35.23
0.5	3	1.7500	1	48.11
0.5	4	1.0900	2	53.93
0.5	6	0.5580	2	62.67
0.5	8	0.3700	2	74.10
0.5	10	0.2500	5	78.34
0.5	12	0.1810	5	81.74
0.5	14	0.1360	5	83.64
0.5	16	0.1090	5	87.58
0.5	18	0.0883	10	89.81
0.5	20	0.0737	10	92.56
5	18	0.9320	10	87.55
5	20	0.7690	10	90.60
5	22	0.5860	10	84.50
5	24	0.4910	10	84.99
5	26	0.4150	10	84.87
5	28	0.3560	10	84.89
5	30	0.3150	10	86.59
5	35	0.2510	10	94.62
5	40	0.2020	10	99.95
5	45	0.1730	10	107.47
5	50	0.1490	10	115.85
5	55	0.1330	10	125.35
5	60	0.1170	10	131.40

SEV No. 8				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.3600	1	39.58
0.5	3	1.9100	1	52.50
0.5	4	1.2700	1	62.84
0.5	6	0.6810	2	76.48
0.5	8	0.4250	2	85.12
0.5	10	0.2920	5	91.51
0.5	12	0.2120	5	95.74
0.5	14	0.1600	5	98.39
0.5	16	0.1220	10	98.02
0.5	18	0.0871	10	88.59
0.5	20	0.0694	10	87.16
5	18	0.7900	10	74.21
5	20	0.6260	10	73.75
5	22	0.5170	10	74.55
5	24	0.4360	10	75.47
5	26	0.3800	10	77.72
5	28	0.3420	10	81.55
5	30	0.3090	10	84.94
5	35	0.2350	10	88.59
5	40	0.1880	10	93.02
5	45	0.1610	10	101.16
5	50	0.1390	10	108.08
5	55	0.1250	10	117.81
5	60	0.1110	10	124.67

SEV No. 9				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.9500	1	34.75
0.5	3	1.7400	1	47.83
0.5	4	1.1100	1	54.92
0.5	6	0.5840	5	65.59
0.5	8	0.3560	5	71.30
0.5	10	0.2430	5	76.15
0.5	12	0.2120	5	95.74
0.5	14	0.1580	5	97.16
0.5	16	0.1040	10	83.56
0.5	18	0.0675	10	68.65
0.5	20	0.0535	10	67.19
5	18	0.7320	10	68.76
5	20	0.5700	10	67.15
5	22	0.4740	10	68.35
5	24	0.4140	10	71.66
5	26	0.3730	10	76.29
5	28	0.3260	10	77.73
5	30	0.2910	10	79.99
5	35	0.2310	10	87.08
5	40	0.1820	10	90.05
5	45	0.1550	10	97.39
5	50	0.1380	10	107.30
5	55	0.1200	10	113.10
5	60	0.1070	10	120.17

SEV No. 10				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.2800	1	38.64
0.5	3	1.7700	1	48.66
0.5	4	1.0900	1	53.93
0.5	6	0.5880	2	66.04
0.5	8	0.3720	5	74.50
0.5	10	0.2120	5	66.44
0.5	12	0.1430	5	64.58
0.5	14	0.1040	10	63.96
0.5	16	0.0790	10	63.47
0.5	18	0.0640	10	65.09
0.5	20	0.0548	10	68.82
5	18	0.6950	10	65.28
5	20	0.5870	10	69.15
5	22	0.4920	10	70.95
5	24	0.4160	10	72.01
5	26	0.3630	10	74.24
5	28	0.3170	10	75.59
5	30	0.2840	10	78.07
5	35			
5	40	0.1940	10	95.99
5	45	0.1670	10	104.93
5	50	0.1440	10	111.97
5	55	0.1270	10	119.69
5	60	0.1100	10	123.54

SEV No. 11				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.4700	1	52.66
0.5	3	2.3400	1	64.32
0.5	4	1.4900	2	73.73
0.5	6	0.6100	2	68.51
0.5	8	0.3330	2	66.69
0.5	10	0.2180	5	68.32
0.5	12	0.1520	5	68.64
0.5	14	0.1140	5	70.11
0.5	16	0.0904	10	72.63
0.5	18	0.0750	10	76.28
0.5	20	0.0618	10	77.61
5	18	0.7480	10	70.26
5	20	0.6100	10	71.86
5	22	0.5300	10	76.43
5	24	0.4620	10	79.97
5	26	0.4000	10	81.81
5	28	0.3540	10	84.41
5	30			
5	35	0.2710	10	102.16
5	40	0.2340	10	115.78
5	45	0.1970	10	123.78
5	50	0.1650	10	128.29
5	55	0.1430	10	134.77
5	60	0.1250	10	140.39

SEV No. 12				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.6300	1	54.55
0.5	3	2.2000	1	60.48
0.5	4	1.2500	1	61.85
0.5	6	0.5100	5	57.28
0.5	8	0.2970	5	59.48
0.5	10	0.1960	5	61.42
0.5	12	0.1450	5	65.48
0.5	14	0.1140	5	70.11
0.5	16	0.0916	5	73.60
0.5	18	0.0746	10	75.87
0.5	20	0.0630	10	79.12
5	18	0.7860	10	73.82
5	20	0.6450	10	75.99
5	22	0.5470	10	78.88
5	24	0.4760	10	82.40
5	26			
5	28	0.3910	10	93.23
5	30	0.3550	10	97.59
5	35	0.2910	10	109.70
5	40	0.2420	10	119.74
5	45	0.2050	10	128.81
5	50	0.1720	10	133.74
5	55	0.1480	10	139.49
5	60	0.1290	10	144.88

SEV No. 13				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	6.4400	1	75.87
0.5	3	2.8100	1	77.24
0.5	4	1.0800	2	53.44
0.5	6	0.5770	5	64.80
0.5	8	0.3300	5	66.09
0.5	10	0.2070	5	64.87
0.5	12	0.1440	5	65.03
0.5	14	0.1050	5	64.57
0.5	16	0.0802	5	64.44
0.5	18	0.0642	10	65.30
0.5	20	0.0525	10	65.93
5	18	0.7120	10	66.88
5	20	0.5850	10	68.92
5	22			
5	24	0.4240	10	73.40
5	26	0.3760	10	76.90
5	28	0.3390	10	80.83
5	30	0.3110	10	85.49
5	35	0.2490	10	93.87
5	40	0.2000	10	98.96
5	45	0.1690	10	106.19
5	50	0.1460	10	113.52
5	55	0.1240	10	116.87
5	60	0.1080	10	121.30

SEV No. 14				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.5200	1	53.25
0.5	3	1.9800	1	54.43
0.5	4	0.7850	2	38.84
0.5	6	0.2760	2	31.00
0.5	8	0.1760	5	35.25
0.5	10	0.1150	5	36.04
0.5	12	0.0786	5	35.50
0.5	14	0.0537	5	33.02
0.5	16	0.0417	5	33.50
0.5	18			
0.5	20	0.0273	10	34.28
5	18			
5	20	0.3250	10	38.29
5	22	0.2660	10	38.36
5	24	0.2230	10	38.60
5	26	0.1930	10	39.47
5	28	0.1710	10	40.77
5	30	0.1520	10	41.78
5	35	0.1290	10	48.63
5	40	0.1050	10	51.95
5	45	0.0879	10	55.23
5	50	0.0760	10	59.09
5	55	0.0655	10	61.73
5	60	0.0558	10	62.67

SEV No. 15				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.1300	1	60.44
0.5	3	1.9300	1	53.05
0.5	4	0.9700	1	48.00
0.5	6	0.3500	5	39.31
0.5	8	0.1520	5	30.44
0.5	10	0.0729	5	22.84
0.5	12	0.0455	5	20.55
0.5	14			
0.5	16	0.0241	5	19.36
0.5	18	0.0148	5	15.05
0.5	20	0.0106	5	13.31
5	18	0.2590	5	24.33
5	20	0.2040	5	24.03
5	22	0.1690	10	24.37
5	24	0.1480	10	25.62
5	26	0.1270	10	25.97
5	28	0.1210	10	28.85
5	30	0.1120	10	30.79
5	35	0.0912	10	34.38
5	40	0.0759	10	37.56
5	45	0.0619	10	38.89
5	50	0.0524	10	40.74
5	55	0.0452	10	42.60
5	60	0.0387	10	43.46

SEV No. 16				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	6.0200	1	70.92
0.5	3	2.1900	1	60.20
0.5	4	0.9910	1	49.03
0.5	6	0.3080	1	34.59
0.5	8	0.1050	2	21.03
0.5	10			
0.5	12	0.0488	2	22.04
0.5	14	0.0354	5	21.77
0.5	16	0.0274	5	22.01
0.5	18	0.0242	5	24.61
0.5	20	0.0219	5	27.50
5	18	0.2210	5	20.76
5	20	0.1900	10	22.38
5	22	0.1570	10	22.64
5	24	0.1400	10	24.23
5	26	0.1270	10	25.97
5	28	0.1140	10	27.18
5	30	0.1020	10	28.04
5	35	0.0786	10	29.63
5	40	0.0625	10	30.93
5	45	0.0517	10	32.48
5	50	0.0447	10	34.76
5	55	0.0367	10	34.59
5	60	0.0323	10	36.28

SEV No. 17				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.4300	1	52.19
0.5	3	1.8300	1	50.30
0.5	4	0.8340	1	41.27
0.5	6			
0.5	8	0.1030	2	20.63
0.5	10	0.0702	2	22.00
0.5	12	0.0491	5	22.17
0.5	14	0.0375	5	23.06
0.5	16	0.0294	5	23.62
0.5	18	0.0236	5	24.00
0.5	20	0.0224	5	28.13
4	18	0.1520	5	18.38
4	20	0.1460	5	22.02
4	22	0.1360	10	24.99
4	24	0.1220	10	26.83
4	26	0.1070	10	27.73
4	28	0.0958	10	28.89
4	30	0.0853	10	29.61
4	35	0.0658	10	31.24
4	40	0.0522	10	32.47
4	45	0.0432	10	34.08
4	50	0.0357	10	34.82
4	55	0.0298	10	35.21
4	60	0.0255	10	35.89

SEV No. 18				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2			
0.5	3			
0.5	4	0.4980	1	24.64
0.5	6	0.2110	1	23.70
0.5	8	0.0899	2	18.00
0.5	10	0.0530	2	16.61
0.5	12	0.0361	5	16.30
0.5	14	0.0211	5	12.98
0.5	16	0.0194	5	15.59
0.5	18	0.0197	5	20.04
0.5	20	0.0151	5	18.96
5	18	0.1490	5	14.00
5	20	0.1190	5	14.02
5	22	0.0953	10	13.74
5	24	0.0937	10	16.22
5	26	0.0867	10	17.73
5	28	0.0779	10	18.58
5	30	0.0682	10	18.75
5	35	0.0530	10	19.98
5	40	0.0410	10	20.29
5	45	0.0320	10	20.11
5	50	0.0284	10	22.08
5	55	0.0223	10	21.02
5	60	0.0199	10	22.35

SEV No. 19				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2			
0.5	3			
0.5	4	0.3540	1	17.52
0.5	6	0.1310	1	14.71
0.5	8	0.0637	2	12.76
0.5	10	0.0437	2	13.69
0.5	12	0.0285	5	12.87
0.5	14	0.0197	5	12.11
0.5	16	0.0118	5	9.48
0.5	18	0.00574	10	5.84
0.5	20	0.00367	10	4.61
5	18	0.1520	10	14.28
5	20	0.1140	10	13.43
5	22	0.0968	10	13.96
5	24	0.0778	10	13.47
5	26	0.0636	10	13.01
5	28	0.0615	10	14.66
5	30	0.0572	10	15.72
5	35	0.0453	10	17.08
5	40	0.0353	10	17.47
5	45	0.0281	10	17.66
5	50	0.0232	10	18.04
5	55	0.0195	10	18.38
5	60	0.0168	10	18.87

SEV No. 20				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.5100	1	29.57
0.5	3	1.0600	1	29.14
0.5	4	0.5040	1	24.94
0.5	6			
0.5	8	0.0617	1	12.36
0.5	10	0.0419	5	13.13
0.5	12	0.0328	5	14.81
0.5	14	0.0263	5	16.17
0.5	16	0.0214	5	17.19
0.5	18	0.0175	5	17.80
0.5	20	0.0135	5	17.08
4	18	0.2040	5	24.67
4	20	0.1630	5	24.58
4	22	0.1330	5	24.44
4	24	0.1120	5	24.63
4	26	0.0988	10	25.61
4	28	0.0875	10	26.39
4	30	0.0772	10	26.80
4	35	0.0634	10	30.10
4	40	0.0510	10	31.72
4	45	0.0423	10	33.37
4	50	0.0359	10	35.02
4	55	0.0296	10	34.98
4	60	0.0249	10	25.05

SEV No. 21				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.2700	1	50.30
0.5	3	1.7000	1	46.73
0.5	4	0.8600	1	42.55
0.5	6	0.3740	2	42.00
0.5	8	0.2130	2	42.66
0.5	10			
0.5	12	0.1120	2	50.58
0.5	14	0.0900	5	55.35
0.5	16	0.0741	5	59.54
0.5	18	0.0624	5	63.47
0.5	20	0.0533	5	66.94
5	18	0.6430	10	60.40
5	20	0.5430	10	63.97
5	22	0.4740	10	68.35
5	24	0.4150	10	71.84
5	26	0.3720	10	76.08
5	28	0.3460	10	82.50
5	30	0.3050	10	83.84
5	35	0.2360	10	88.97
5	40	0.1910	10	94.51
5	45	0.1600	10	100.53
5	50	0.1330	10	103.41
5	55	0.1140	10	107.44
5	60	0.1020	10	114.56

SEV No. 22				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.1100	1	48.42
0.5	3	2.0100	1	55.25
0.5	4	1.1000	1	54.43
0.5	6	0.5240	2	58.85
0.5	8	0.3250	2	65.09
0.5	10	0.2350	2	73.64
0.5	12	0.1790	5	80.84
0.5	14			
0.5	16	0.1220	5	98.02
0.5	18	0.1060	5	107.81
0.5	20	0.0911	5	114.41
5	18	0.7930	10	74.49
5	20	0.6700	10	78.93
5	22	0.5800	10	83.64
5	24	0.5310	10	91.92
5	26	0.4620	10	94.49
5	28	0.4160	10	99.19
5	30	0.3830	10	105.28
5	35	0.3110	10	117.24
5	40	0.2520	10	124.69
5	45	0.2080	10	130.69
5	50	0.1750	10	136.07
5	55	0.1500	10	141.37
5	60	0.1300	10	146.01

SEV No. 23				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.8000	1	56.55
0.5	3	2.4000	1	65.97
0.5	4	1.4400	1	71.25
0.5	6	0.5440	2	61.10
0.5	8	0.2920	2	58.48
0.5	10	0.1810	2	56.72
0.5	12	0.1320	5	59.61
0.5	14	0.1050	5	64.57
0.5	16	0.0822	5	66.04
0.5	18			
0.5	20	0.0639	5	80.25
5	18			
5	20	0.6970	10	82.11
5	22	0.5960	10	85.94
5	24	0.5200	10	90.01
5	26	0.4620	10	94.49
5	28	0.4170	10	99.43
5	30	0.3810	10	104.73
5	35	0.3270	10	123.28
5	40	0.2660	10	131.62
5	45	0.2180	10	136.97
5	50	0.1820	10	141.51
5	55	0.1570	10	147.97
5	60	0.1390	10	156.11

SEV No. 24				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.0100	1	59.02
0.5	3	2.4500	1	67.35
0.5	4	1.4600	1	72.24
0.5	6	0.6400	2	71.88
0.5	8	0.3780	2	75.70
0.5	10	0.2110	2	66.12
0.5	12	0.1410	5	63.68
0.5	14	0.1010	5	62.11
0.5	16	0.0837	5	67.25
0.5	18	0.0668	5	67.94
0.5	20	0.0570	5	71.58
5	18	0.7000	10	65.75
5	20	0.5810	10	68.45
5	22			
5	24	0.4420	10	76.51
5	26	0.3950	10	80.78
5	28	0.3600	10	85.84
5	30	0.3320	10	91.26
5	35	0.2650	10	99.90
5	40	0.2180	10	107.87
5	45	0.1830	10	114.98
5	50	0.1530	10	118.96
5	55	0.1330	10	125.35
5	60	0.1170	10	131.40

SEV No. 25				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.7800	1	56.31
0.5	3	2.3500	1	64.60
0.5	4	1.4200	1	70.26
0.5	6	0.6890	2	77.38
0.5	8	0.3980	2	79.71
0.5	10	0.2530	2	79.28
0.5	12	0.1860	5	84.00
0.5	14	0.1160	5	71.34
0.5	16	0.0862	5	69.26
0.5	18	0.0670	5	68.15
0.5	20	0.0554	5	69.57
5	18	0.6730	5	63.22
5	20	0.5500	5	64.80
5	22	0.4690	10	67.63
5	24	0.4160	10	72.01
5	26			
5	28	0.3370	10	80.36
5	30	0.3060	10	84.12
5	35	0.2440	10	91.99
5	40	0.1980	10	97.97
5	45	0.1670	10	104.93
5	50	0.1420	10	110.41
5	55	0.1260	10	118.75
5	60	0.1100	10	123.54

SEV No. 26				
x= 452796 mE. y=2753503 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.0200	1	47.36
0.5	3	2.1200	1	58.28
0.5	4	1.2100	1	59.87
0.5	6	0.5870	2	65.93
0.5	8	0.3830	2	76.71
0.5	10	0.2430	2	76.15
0.5	12	0.1730	5	78.13
0.5	14	0.1260	5	77.49
0.5	16	0.0958	10	76.97
0.5	18	0.0666	10	67.74
0.5	20	0.0540	10	67.82
5	18	0.7390	10	69.42
5	20	0.5850	10	68.92
5	22	0.4800	10	69.22
5	24	0.4060	10	70.28
5	26	0.3540	10	72.40
5	28	0.3130	10	74.63
5	30			
5	35	0.2240	10	84.45
5	40	0.1860	10	92.03
5	45	0.1560	10	98.02
5	50	0.1380	10	107.30
5	55	0.1200	10	113.10
5	60	0.1050	10	117.93

SEV No. 28				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.1700	2	60.91
0.5	3	2.5500	2	70.10
0.5	4	1.5800	5	78.18
0.5	6	0.7730	5	86.82
0.5	8	0.4450	5	89.12
0.5	10	0.3030	5	94.95
0.5	12	0.2190	5	98.90
0.5	14	0.1700	5	104.54
0.5	16	0.1350	5	108.47
0.5	18	0.1080	10	109.85
0.5	20	0.0881	10	110.64

SEV No. 30				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.5100	2	64.91
0.5	3	2.3800	2	65.42
0.5	4	1.3900	5	68.78
0.5	6	0.6840	5	76.82
0.5	8	0.4020	5	80.51
0.5	10	0.2820	5	88.37
0.5	12	0.2060	5	93.03
0.5	14	0.1570	5	96.55
0.5	16	0.1230	5	98.83
0.5	18	0.1010	10	102.73
0.5	20	0.0816	10	102.48

SEV No. 32				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.1700	2	60.91
0.5	3	2.1400	2	58.83
0.5	4	1.2600	5	62.34
0.5	6	0.6070	5	68.17
0.5	8	0.3700	5	74.10
0.5	10	0.2480	5	77.42
0.5	12	0.1850	5	83.55
0.5	14	0.1400	5	86.10
0.5	16	0.1100	5	88.38
0.5	18	0.0894	10	90.93
0.5	20	0.0746	10	93.69

SEV No. 34				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.6900	2	67.03
0.5	3	2.2800	2	62.67
0.5	4	1.2600	5	62.34
0.5	6	0.5650	5	63.46
0.5	8	0.3340	5	66.89
0.5	10	0.2250	5	70.51
0.5	12	0.1670	5	75.42
0.5	14	0.1310	5	80.56
0.5	16	0.1100	5	88.38
0.5	18	0.0894	10	90.93
0.5	20	0.0752	10	94.44

SEV No. 36				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.9400	2	46.42
0.5	3	1.7900	2	49.21
0.5	4	1.0300	5	50.96
0.5	6	0.4790	5	53.80
0.5	8	0.2980	5	59.68
0.5	10	0.2080	5	65.18
0.5	12	0.1550	5	70.00
0.5	14	0.1230	5	75.64
0.5	16	0.1020	5	81.95
0.5	18	0.0833	10	74.72
0.5	20	0.0715	10	89.79

SEV No. 38				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.5800	2	42.18
0.5	3	1.4900	2	40.96
0.5	4	0.8410	5	41.61
0.5	6	0.4100	5	46.05
0.5	8	0.2640	5	52.87
0.5	10	0.1860	5	58.29
0.5	12	0.1400	5	63.22
0.5	14	0.1110	5	68.26
0.5	16	0.0893	5	71.75
0.5	18	0.0746	10	75.87
0.5	20	0.0635	10	79.75

SEV No. 39				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.4200	2	40.19
0.5	3	1.5500	2	42.61
0.5	4	0.8690	5	43.00
0.5	6	0.4000	5	44.92
0.5	8	0.2500	5	50.07
0.5	10	0.1760	5	55.15
0.5	12	0.1330	5	60.06
0.5	14	0.1050	5	64.57
0.5	16	0.0862	5	69.26
0.5	18	0.0729	10	74.15
0.5	20	0.0625	10	78.49

SEV No. 1 B				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.4000	2	40.06
0.5	3	1.4200	2	39.03
0.5	4	0.8390	5	41.51
0.5	6	0.4090	5	45.94
0.5	8	0.2530	5	50.67
0.5	10	0.1820	5	57.03
0.5	12	0.1430	5	64.58
0.5	14	0.1140	5	70.11
0.5	16	0.0932	5	74.88
0.5	18	0.0794	10	80.76
0.5	20	0.0686	10	86.15

SEV No. 2 B				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.6400	2	31.10
0.5	3	0.9330	2	25.65
0.5	4	0.5380	5	26.62
0.5	6	0.3060	5	34.37
0.5	8	0.2080	5	41.66
0.5	10	0.1550	5	48.57
0.5	12	0.1210	5	54.64
0.5	14	0.0992	5	61.00
0.5	16	0.0833	5	66.93
0.5	18	0.0708	10	72.01
0.5	20	0.0619	10	77.74

SEV No. 3 B				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	2.0500	2	24.15
0.5	3	0.8600	2	23.64
0.5	4	0.4970	5	24.59
0.5	6	0.2700	5	30.32
0.5	8	0.1810	5	36.25
0.5	10	0.1310	5	41.05
0.5	12	0.0999	5	45.12
0.5	14	0.0802	5	49.32
0.5	16	0.0654	5	52.55
0.5	18	0.0546	10	55.53
0.5	20	0.0448	10	56.26

SEV No. 4 B				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	3.0100	2	35.46
0.5	3	1.4000	2	38.48
0.5	4	0.8380	5	41.46
0.5	6	0.4220	5	47.40
0.5	8	0.2640	5	52.87
0.5	10	0.1930	5	60.48
0.5	12	0.1340	5	60.51
0.5	14	0.1040	5	63.96
0.5	16	0.0832	5	66.85
0.5	18	0.0690	10	70.18
0.5	20	0.0625	10	78.49

SEV No. 5 B				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.1100	2	48.42
0.5	3	1.9700	2	54.15
0.5	4	1.1000	5	54.43
0.5	6	0.4800	5	53.91
0.5	8	0.2660	5	53.27
0.5	10	0.1680	5	52.65
0.5	12	0.1230	5	55.55
0.5	14	0.0953	5	58.61
0.5	16	0.0765	5	61.46
0.5	18	0.0627	10	63.77
0.5	20	0.0540	10	67.82

SEV No. 6 B				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.5800	2	65.74
0.5	3	2.4700	2	67.90
0.5	4	1.3500	5	66.80
0.5	6	0.5960	5	66.94
0.5	8	0.3270	5	65.49
0.5	10	0.2100	5	65.81
0.5	12	0.1470	5	66.39
0.5	14	0.1100	5	67.65
0.5	16	0.0844	5	67.81
0.5	18	0.0705	10	71.70
0.5	20	0.0600	10	75.35

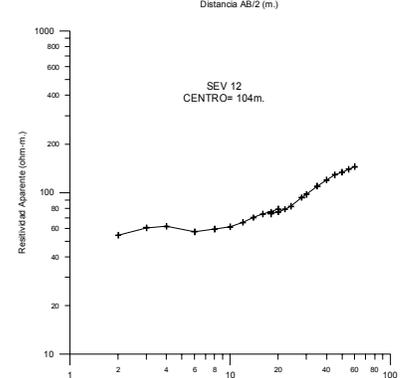
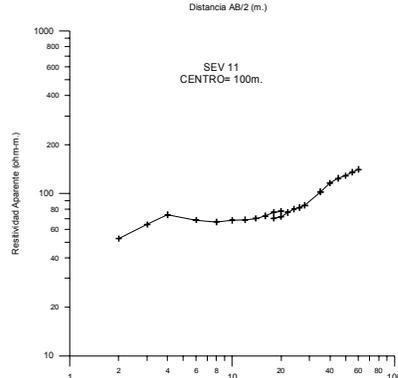
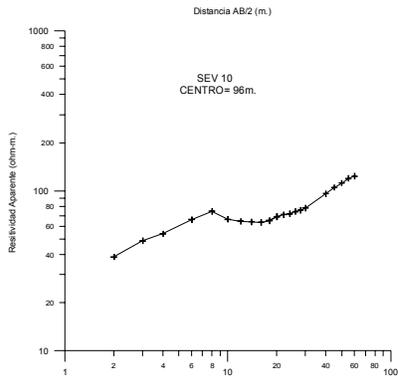
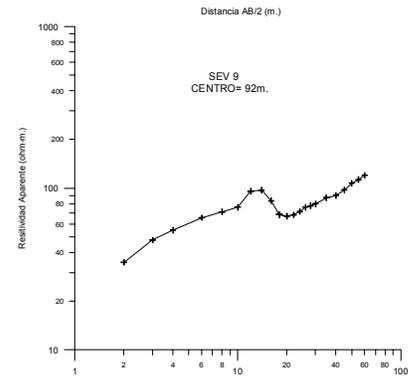
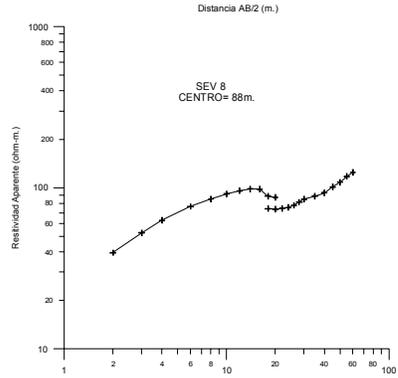
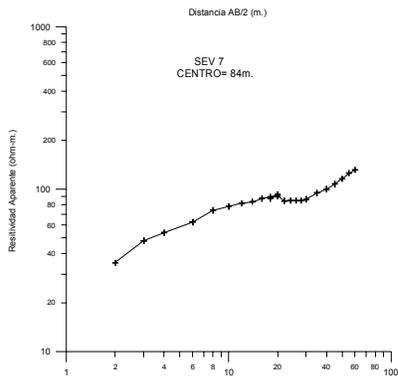
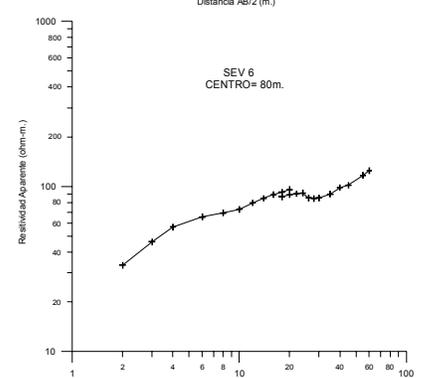
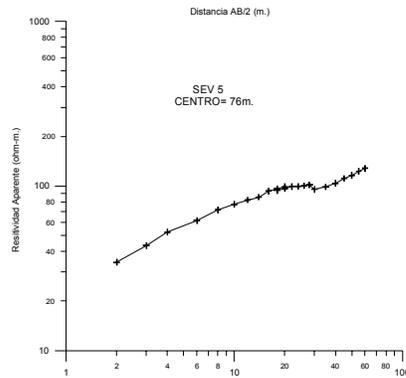
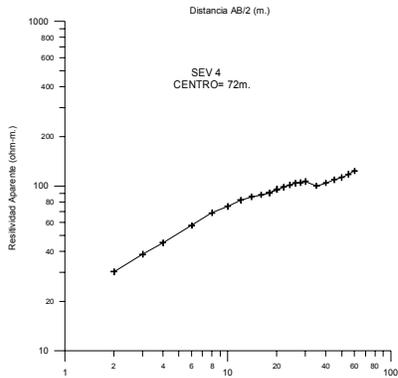
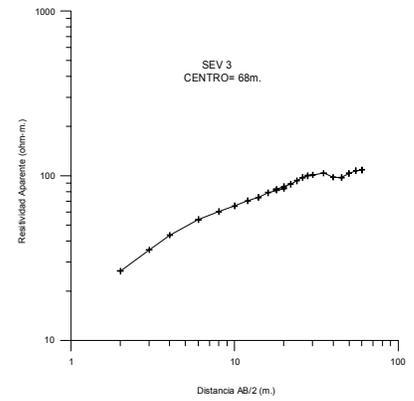
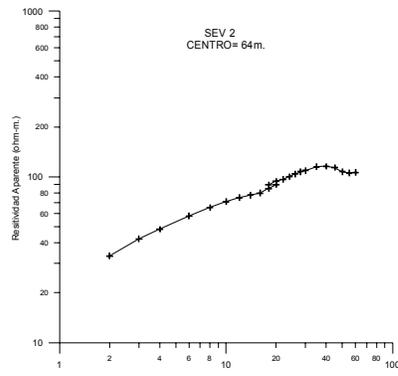
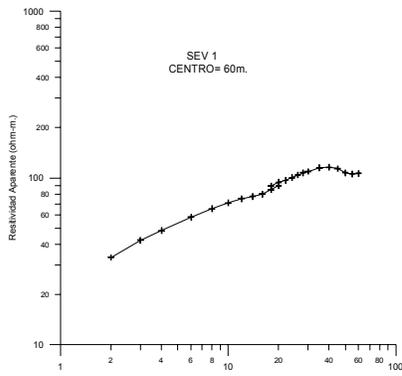
SEV No. 7 B				
x= 452758.4904 mE. y=2753591.368 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	5.8300	2	68.68
0.5	3	2.4100	2	66.25
0.5	4	1.3300	5	65.81
0.5	6	0.5900	5	66.26
0.5	8	0.3310	5	66.29
0.5	10	0.2160	5	67.69
0.5	12	0.1460	5	65.93
0.5	14	0.1100	5	67.65
0.5	16	0.0865	5	69.50
0.5	18	0.0707	10	71.91
0.5	20	0.0588	10	73.84

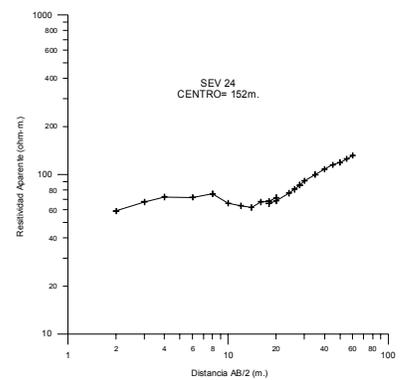
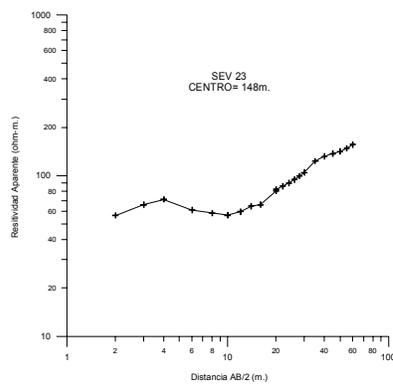
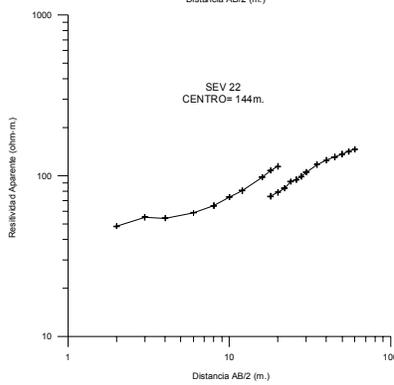
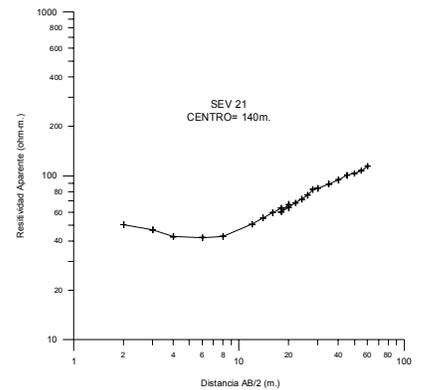
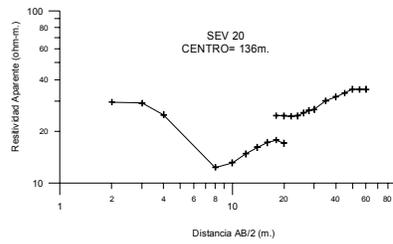
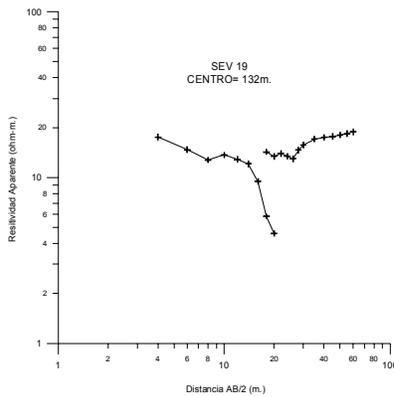
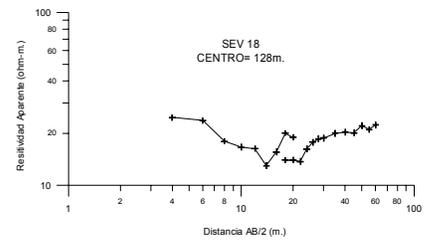
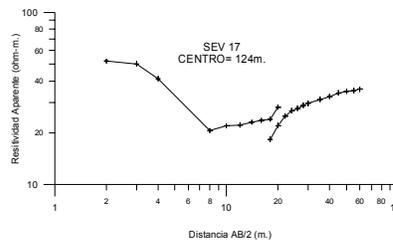
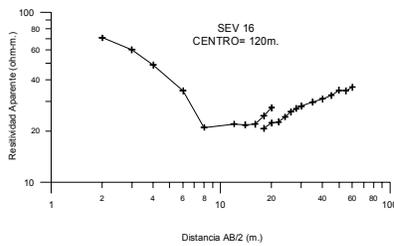
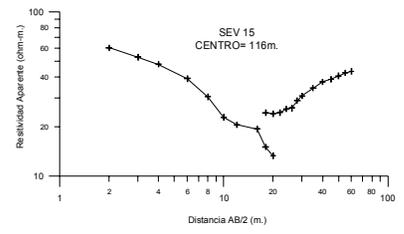
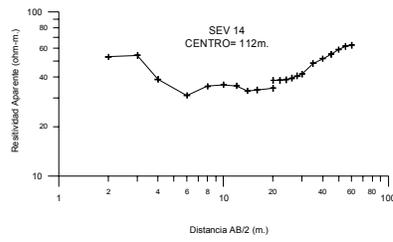
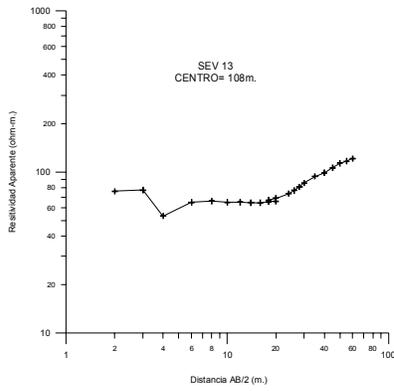
SEV No. 8 B				
x= 452756.9275 mE. y=2753595.05 mN				
MN/2	AB/2	Ohms.	I (mA)	ρ ap. (Ω m.)
0.5	2	4.6100	2	54.31
0.5	3	1.8300	2	50.30
0.5	4	1.0200	5	50.47
0.5	6	0.4960	5	55.71
0.5	8	0.3090	5	61.89
0.5	10	0.2060	5	64.56
0.5	12	0.1490	5	67.29
0.5	14	0.1170	5	71.95
0.5	16	0.0895	5	71.91
0.5	18	0.0726	10	73.84
0.5	20	0.0591	10	74.22

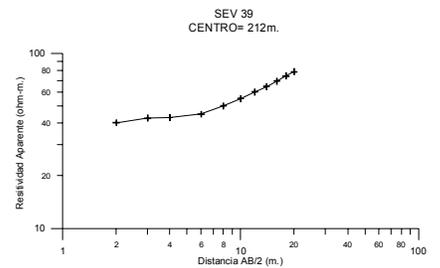
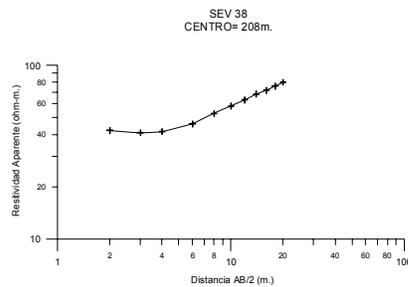
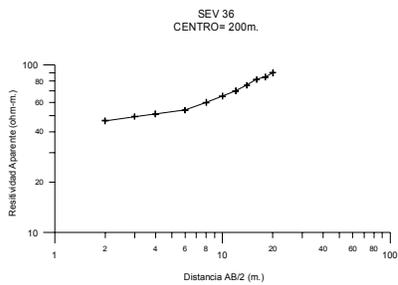
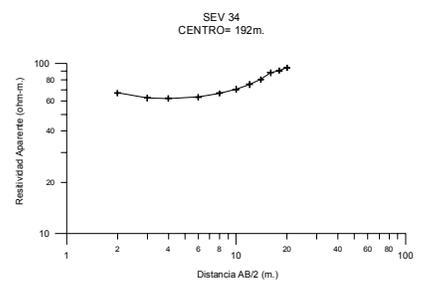
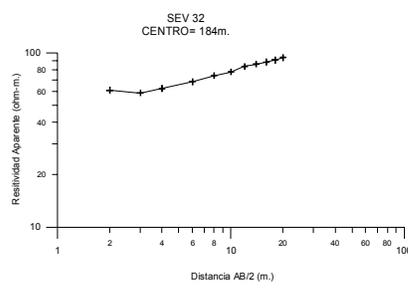
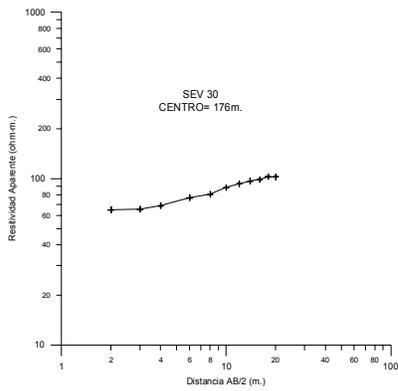
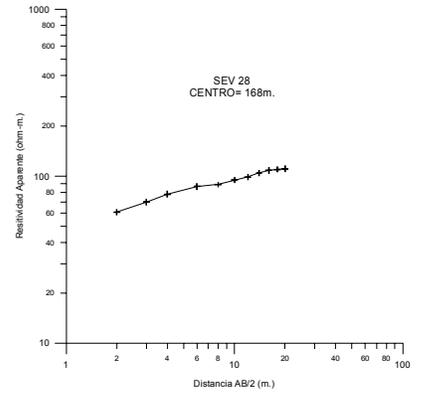
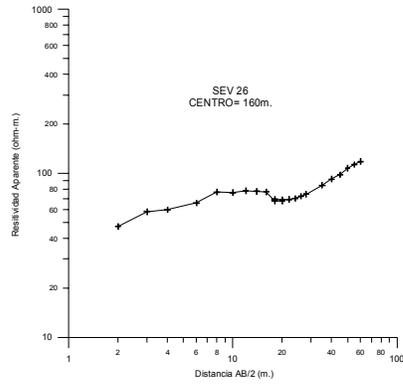
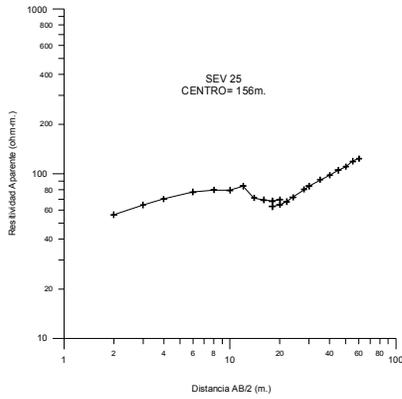
Nota: Los sondeo eléctricos verticales del 1 al 39, corresponden a los datos tomados en la línea 1. Los sondeos eléctricos verticales del 1B al 8B, corresponden a los datos tomados en la línea 2.

ANEXO II

Curvas Geoeléctricas de la línea 1

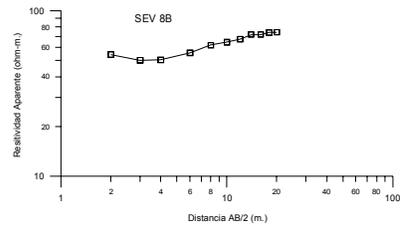
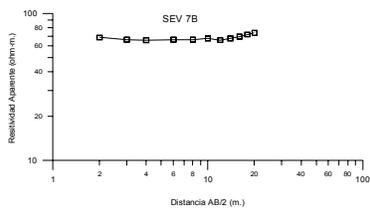
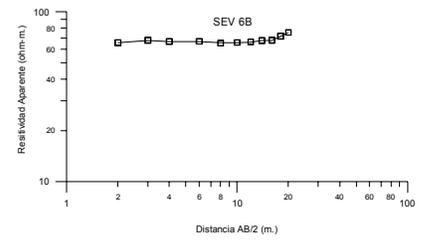
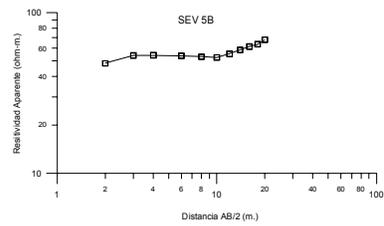
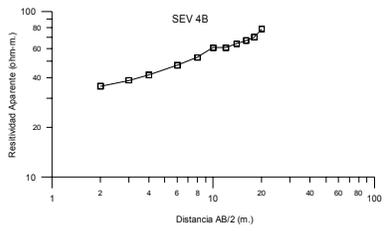
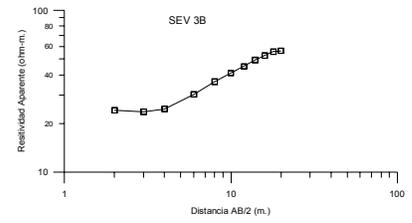
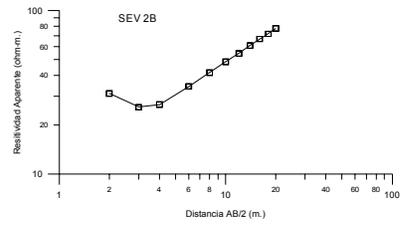
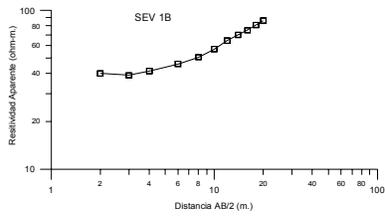






ANEXO III

Curvas Geoeléctricas de la línea 2



ANEXO IV

Datos Sísmicos línea 1

Perfil 1 X (m)	Ondas P T (ms)						
2	5.5	10	23.3	22	34	130	21
4	11.3	12	23.8	24	33	132	21.3
6	17.3	14	23.3	26	32	134	22
8	18.3	16	25	28	31.3	136	23.3
10	19	18	24.8	30	31.3	138	22.8
12	20.3	20	24.3	32	31	140	23
14	21	22	22.8	34	30.8	142	23.5
16	22.3	24	25.3	36	30	144	23.5
18	23.3	26	28	38	28.5	146	23.8
20	23.3	28	27.5	40	28.5	148	24.3
22	23.5	30	25.5	42	28.5	150	25
24	24.5	32	25.5	44	28	152	24.8
26	25	34	23.5	46	27.3	154	25
28	24.8	36	22	48	25.5	156	26.5
30	25	38	20.5	50	24.8	158	27.3
32	26	40	18	52	24	162	26.3
34	28	42	14.5	54	24	164	27.5
36	27.5	44	9.5	56	23	166	30
38	26.8	48	6.5	58	22.8	168	28.5
40	27.3	50	12.3	60	22.5	170	29
42	28	52	17.5	62	22.5	172	27.3
44	28.8	54	21.3	64	21.3	174	29.8
46	29	56	20	66	21.5	176	30.5
48	29.3	58	20.5	68	21	180	31.3
50	29.5	60	20.8	70	20.8	182	32.8
52	30	64	18	72	19.3	184	32.5
54	30.3	66	18.8	74	17.8	186	32.5
56	30.3	68	18.8	76	17.8	188	33.8
58	30.5	70	20.3	78	17.5	190	33.3
60	31	72	20.3	80	16.3	192	23.3
62	31.5	74	20.8	82	16.8	194	24.3
64	32	76	22	84	15.5	196	25.3
66	32.8	78	22.3	86	14.8	198	25.3
68	33.5	80	22.3	88	15	200	26.3
70	34	82	22.5	90	11.5	202	26.3
72	35.5	84	23	92	6	204	27.8
74	35	86	23.5	98	5.5	206	28.3
76	35.3	88	23.8	100	11.3	208	28
78	36	90	24.3	102	12.5	210	28
80	36	92	24.8	104	13	212	29
82	36.5	94	25.3	106	13.3	214	29.5
84	36.8	0	37.5	108	14	216	29.8
86	37.5	2	37	110	15	218	30
88	37.3	4	37.5	112	14.3	220	30.8
90	39.3	6	36.8	114	14	222	30.8
92	39.8	8	36.5	116	14.3	224	31.8
94	39.5	10	35.5	118	15	226	33.3
0	28.8	12	35.5	120	17.8	228	32.8
2	28	14	35.8	122	17.8	230	33
4	27.8	16	35	124	18.5	232	33.5
6	26.8	18	35.3	126	19.5	234	34.5
8	23.8	20	35	128	21.3	236	34

Perfil 1 <i>X</i> (m)	Ondas <i>P</i> <i>T</i> (ms)						
238	34.8	186	19.5	176	13.8	216	17.8
98	20	188	19.8	178	14	218	17.3
100	19	190	21.3	180	11.8	220	16.8
102	18	192	22.8	182	10.8	222	16.3
106	17.5	194	23.8	184	9.8	224	16
108	17	96	34.8	186	8.8	226	15
110	16.8	100	34.5	188	5.5	228	14
112	16.8	102	33.5	194	5.5	230	13.8
114	15.3	104	32.8	196	10.5	232	13.3
116	15.3	106	32.3	198	11.5	234	12
118	14	108	31.8	200	12.5	236	6.8
120	13.5	110	31.8	202	12.8		
122	15.8	112	31.8	204	14.3		
124	15	114	31.8	206	15.5		
126	14.8	116	29.8	208	16.8		
128	15	120	28.8	210	16.8		
132	13.8	122	28	212	17.5		
134	12.8	124	28	214	18.8		
136	12	126	27.5	216	19.5		
138	11.3	128	27.5	218	19.8		
140	9.5	132	27.3	220	21		
142	8.5	134	26.8	222	21.3		
144	4.5	136	27	224	21.8		
148	3.5	138	26.5	226	22.8		
150	7.8	140	24	228	22.5		
152	8.5	142	23.8	230	23		
154	9.8	144	22.8	232	24.5		
156	9.8	146	21	234	25		
158	10.3	148	20.8	236	24.5		
160	12.5	150	20.3	238	25		
162	12.3	152	19.5	192	24.3		
164	13.5	154	18.8	194	24.8		
166	14	156	19.8	196	23.8		
168	14.5	158	19.8	198	23.3		
170	15.3	160	18.5	200	22.8		
172	15.3	162	18	202	22.5		
174	15.8	164	18.3	204	22.5		
176	16	166	18.3	206	21.8		
178	16.5	168	16.8	208	20.8		
180	16.5	170	16.3	210	20.3		
182	17	172	15	212	19.8		
184	18.8	174	14.3	214	18.8		

ANEXO V

Datos Sísmicos línea 2

Perfil 2 X(m)	Ondas P T (ms)	Perfil 2 X(m)	Ondas P T (ms)
0	14.5	0	25.3
2	16	2	24.5
4	16.5	4	23.5
6	18	6	23
8	19	8	23
10	20	10	23.5
12	20.8	12	22.8
14	21.3	14	22.5
16	24.3	16	25
18	23.8	18	23.5
20	25.5	20	23.3
22	26.3	22	22.5
24	26.3	24	23.8
26	26.5	26	23.5
28	27	28	22.3
30	27.5	30	21.5
32	27.3	32	21
34	28	34	19.8
36	27	36	18.3
38	27.8	38	18
40	28	40	16.3
42	27.5	42	14.5
44	27	44	11.3
46	27.5	46	5.8
0	4.5	0	29.3
2	10.3	2	27.8
4	13.3	4	28
6	15	6	27.5
8	16.3	8	27.5
10	17.5	10	26.8
12	19	12	27.3
14	19.5	14	26.8
16	22.3	16	28.8
18	22.3	18	28
20	24.3	20	28.3
22	25.5	22	28
24	26.5	24	27
26	26.3	26	25.8
28	26.8	28	25
30	26.5	30	25
32	26.5	32	24
34	28	34	22.5
36	27	36	20.8
38	27.3	38	20.5
40	28	40	19.5
42	28	42	18.5
44	27	44	16
46	27.5	46	14.8