

03060

3

29.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO**

---

**INSTITUTO DE GEOFISICA  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTUDIO GEOFÍSICO DEL ACUÍFERO  
DEL VALLE DE ESTELÍ.**

**TESIS**

**que para obtener el grado de Maestro en Ciencias  
(Exploración)**

**presenta**

**LENER JESÚS SEQUEIRA GÓMEZ**

**1998**

265630

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## RESUMEN

Se realizó un estudio geofísico en el Valle de Estelí-Nicaragua aplicando tres métodos geofísico: sondeos eléctricos verticales (SEV), sondeos magnetotelúricos (SMT) y magnetometría, para caracterizar el sistema acuífero a partir de la información proporcionada por estos métodos.

Se realizaron 45 SEV, los cuales se procesaron e interpretaron unidimensionalmente a partir de un modelado inverso que se ajusta adecuadamente a los datos de campo en el sentido de los mínimos cuadrados utilizando el algoritmo propuesto por Inman (1975) y que utiliza curvas de regresión para ajustar iterativamente los parámetros de un modelo inicial. Se obtuvieron secciones eléctricas a lo largo de 9 perfiles en las que se muestra la distribución de los estratos diferenciados entre sí por contrastes de resistividad eléctrica. Los acuitardos se asocian a capas conductoras ( $\rho \approx 10$  ohm-m) que a la vez se pueden identificar como arcillas por su alta conductividad. Los resultados reflejan que los acuíferos presentan resistividades en el rango de 30 a 200 ohm-m aproximadamente y con espesores variables a lo largo de cada sección.

Se realizaron mediciones magnéticas sobre dos perfiles con orientación Este-Oeste, aproximadamente perpendiculares a la dirección de la estructura del Valle. Con los datos magnéticos obtenidos se calculó el espectro de potencia utilizando el Método de Factorización Espectral desarrollado por Spector y Grant (1970) con objeto de conocer la profundidad aproximada de los principales estratos magnéticos. Los resultados reflejan profundidades de basamentos ígneos a 266 y 2731 m para altas y bajas frecuencias respectivamente. Con esta información se realizó un modelado bidimensional utilizando el algoritmo de Talwani. Como resultado se obtienen las correspondientes secciones magnéticas de los perfiles. En total se pueden definir dos interfaces principales, la primera de las cuales se asocia al contacto entre depósitos aluviales y rocas cuaternarias del grupo Coyol Inferior, mientras que la segunda se asocia al contacto entre las rocas del grupo antes mencionado y las del Terciario.

Se llevaron a cabo seis sondeos magnetoteléuticos sobre dos perfiles de 3 y 4 estaciones cada uno, más o menos perpendiculares entre sí. Los datos obtenidos reflejan un medio homogéneo hasta frecuencias de 1 Hz. Por esta razón se aplicó el algoritmo de inversión unidimensional de Occam para obtener los modelos correspondientes a la distribución lateral y en profundidad de las resistividades aparentes. Los resultados muestran una buena sensibilidad del método para detectar el basamento ígneo cuya profundidad coincide con la determinada a partir de la magnetometría. El espesor medio de sedimentos observado es alrededor de 1200 m, lo cual sugiere la existencia de reservas hidrológicas a mayor profundidad.

De la información de 14 pruebas de bombeo en pozos del Valle, distribuidos preferencialmente en las zonas aledañas a la ciudad, y de resultados de interpretación de SEV se estableció la correlación entre la resistencia eléctrica transversal y la transmisividad con el objeto de establecer una relación empírica que caracterice al sistema acuífero. Los resultados reflejan que la distribución espacial de transmisividades definen dos zonas con características hidrológicas diferentes.

## 1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio está ubicada en el Departamento de Estelí a 168 km al noroeste de Managua, capital de Nicaragua (Figura 1.1). La zona es conocida con el nombre de Valle de Estelí y es una región intramontañosa localizada en la provincia geomorfológica llamada "Tierras Altas del Interior", conocida también con los nombres de Región Central, Región Montañosa o Provincia de las Cordilleras. El Valle tiene una extensión total de 79 km<sup>2</sup> aproximadamente, es de origen tectónico y está rodeado de bloques montañosos con elevaciones de hasta 1600 m sobre el nivel del mar. La diferencia de altura topográfica entre el fondo del valle y la cima de los bloques que lo circundan es alrededor de 300 m (Figura 1.2). (González, 1993).

Estelí es la ciudad principal y cabecera del departamento del mismo nombre. La población de la ciudad de Estelí para 1995 se estimó en alrededor de 108,900 habitantes y para el año 2000 se espera que aumente a 132,000 habitantes aproximadamente. Este estimado de la población futura se realizó a partir de la población existente en 1995 basado en una proporción de crecimiento geométrico anual del 4 %. Para este efecto se empleó la fórmula

$$P_f = P_a(1+t)^n$$

donde

$P_f$  = Población futura

$P_a$  = Población actual

$t$  = Tasa de crecimiento anual en forma decimal

$n$  = Periodo de tiempo considerado en años

La demanda de agua para el año 2,000 se ha estimado en 26,310 m<sup>3</sup>/día obtenidas del producto de la población total servida y el consumo promedio (0.19845 m<sup>3</sup>/día/hombre). Si la tendencia de consumo sigue como hasta ahora, se espera que el déficit para el año 2,000 será de 19,090 m<sup>3</sup>/día. Esta última estimación es la diferencia de la demanda y la extracción actual de agua.

El problema de suministro radica en que algunos pozos han alcanzado su vida útil, reduciendo considerablemente su producción y otros tienen en la actualidad niveles estáticos muy bajos debido al intenso bombeo a que han sido sometidos durante mucho tiempo, a causa del aumento de la población y de la producción agrícola. Esto refleja que el balance demanda-abastecimiento ha sido desequilibrado (26,310 y 11,530 m<sup>3</sup>/día respectivamente para el año 2,000), por tanto, es evidente que las necesidades de agua han aumentado y el abastecimiento efectivo es menor al requerido.

Con el objetivo de evaluar desde el punto de vista de la geofísica, el potencial de agua subterránea del Valle, la Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua a través del Centro de Investigaciones Geocientíficas (CIGEO) con el apoyo científico y técnico de la UNAM-México, realizaron un estudio en esta zona a finales de 1997, del cual ha resultado el presente trabajo de tesis.

Para estudiar el problema de evaluación del recurso hídrico de una forma integral se seleccionaron tres métodos geofísicos que consideramos, se complementan adecuadamente para los objetivos de este trabajo. Estos son: a) Método de corriente directa en su modalidad de sondeos eléctricos verticales (SEV), b) Magnetometría y c) Magnetotelúria (MT).

Los sondeos eléctricos verticales o SEV han sido desde hace varias décadas, la herramienta geofísica más utilizada en estudios hidrogeológicos de cuencas sedimentarias, planicies costeras, y en general, de zonas en donde el subsuelo está estratificado en capas horizontales o con inclinaciones moderadas. Los SEV han demostrado ser un método bastante efectivo para el reconocimiento de unidades hidrogeológicas, sobre todo cuando existe un contraste eléctrico importante (de por lo menos medio orden de magnitud) entre el estrato saturado y el que le sobryace (o subyace). Además, la disponibilidad de varios registros litológicos para la calibración eléctrica de los estratos de interés hace que la interpretación de los SEV sea más efectiva.

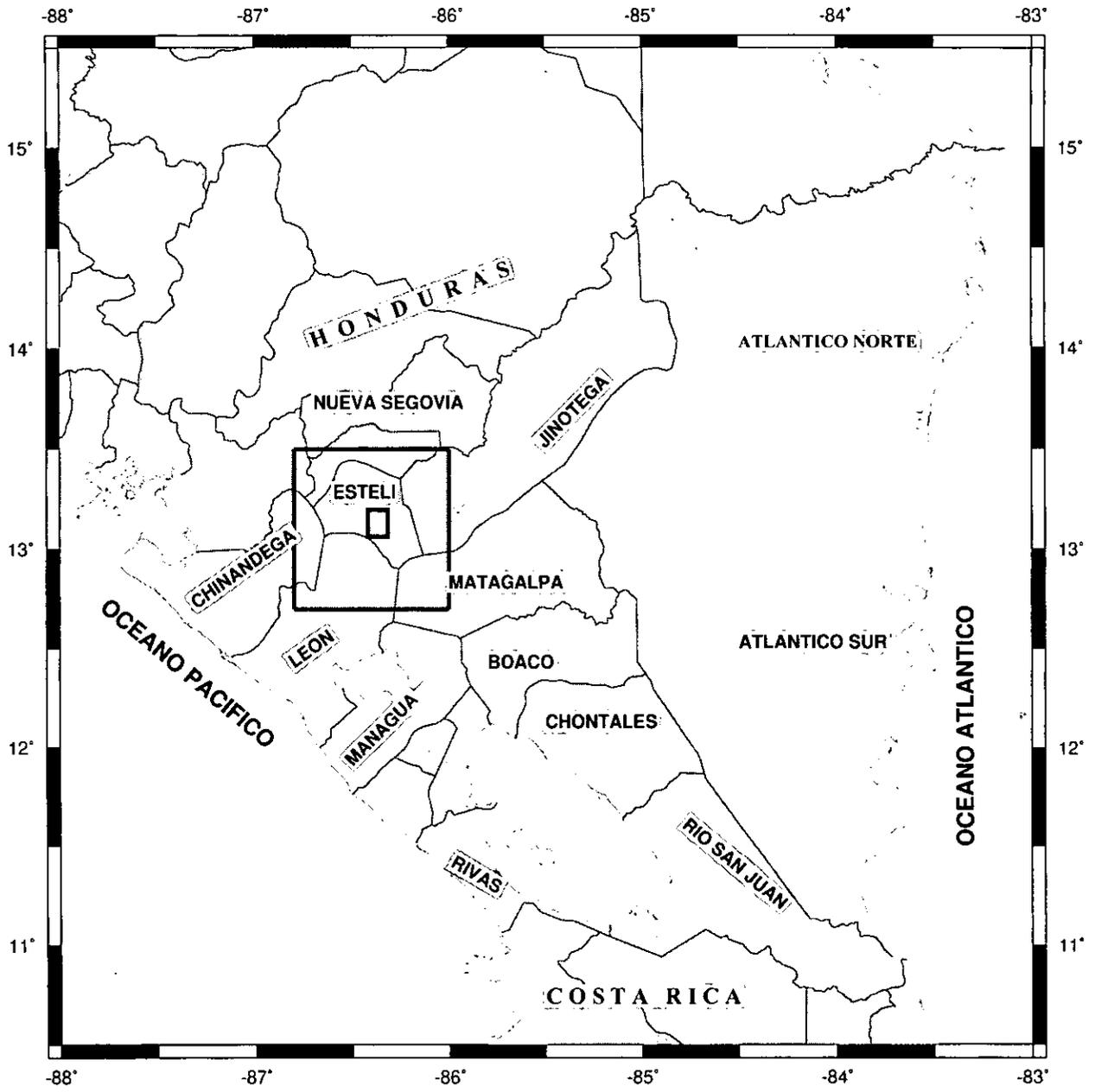


Figura 1.1. Localización del área de estudio.

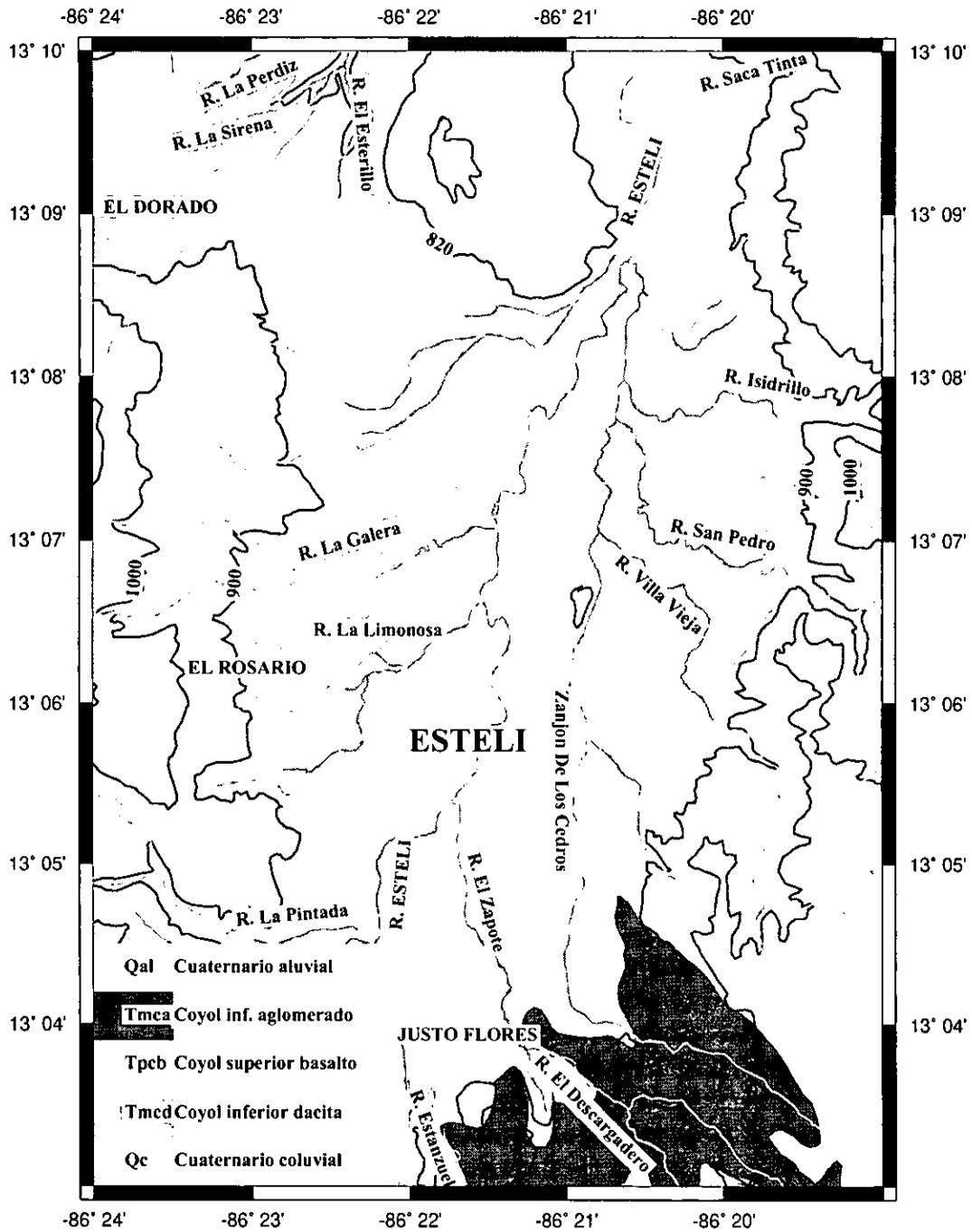


Figura 1.2. Mapa geológico, hidrográfico y topográfico de Estelí.

La aplicación de la magnetometría en estudios hidrogeológicos consiste en determinar la profundidad del basamento magnético, en el caso del Valle de Estelí, asociado a las rocas ígneas de edad Terciaria. La determinación de este parámetro está directamente ligada al espesor de los sedimentos del valle y por lo tanto es auxiliar en la estimación del potencial hidrológico del mismo.

El método magnetotelúrico ha sido también empleado en estudios de cuencas sedimentarias para la determinación del espesor de los sedimentos. Sin embargo, a diferencia de la magnetometría, en este método se miden simultáneamente los campos magnético y eléctrico naturales en forma vectorial lo cual no solo permite la localización del basamento ígneo, sino además la determinación de estratos horizontales profundos.

Para complementar el estudio geofísico se estableció un modelo numérico empírico que relaciona la transmisividad ( $T$ ), disponibles en 14 pozos de la zona, y la resistencia eléctrica transversal ( $T_R$ ) obtenida a partir del proceso de inversión de los SEV. Este método empírico, que consiste en correlacionar (en el sentido de los mínimos cuadrados en escala Log-Log)  $T_R$  y  $T$  ha sido utilizado con éxito en el pasado (p. e. Arzate, 1986) para caracterizar hidrológicamente acuíferos superficiales en cuencas sedimentarias, una de cuyas ventajas radica en su bajo costo.

## 1.1 Objetivos

Entre los objetivos más importantes planteados a partir del estudio geofísico del acuífero del Valle de Estelí, se encuentran los siguientes:

- 1.- Definir la profundidad y espesor de capas permeables y lentes arcillosos a lo largo de perfiles distribuidos en el valle, partiendo de la resistividad eléctrica del subsuelo que se obtengan de los sondeos eléctricos verticales (SEV) y su correlación con información litológica de pozos.
- 2.- Determinar la profundidad del basamento a partir de la aplicación de sondeos

magnetotelúricos y mediciones magnéticas.

3.- Determinar la distribución de zonas con mayor potencial hidrológico en base al modelo empírico que relaciona la transmisividad y la resistencia eléctrica transversal.

## 1.2 Antecedentes

Hasta 1979 se habían realizado diversos estudios en la Provincia Central de Nicaragua, pero muchos informes, a causa de la guerra de liberación, fueron quemados y la información disponible quedó reducida, de aquí la necesidad de actualizar el estado de conocimiento que se tiene de esta región.

Los llamados valles intramontañosos del interior de Nicaragua formados por la erosión y deposición de rocas volcánicas Terciarias del grupo Coyol y la serie de Matagalpa, constituyen importantes acuíferos granulares, como lo es el del Valle de Estelí (Fenzl y otros, 1985). En este contexto, el Instituto Nicaragüense de Acueductos y Alcantarillados (INAA) y la Agencia de Cooperación Internacional del Canadá (ACDI), dentro del programa de sostenimiento de la capacidad de acueductos instalados en la ciudad de Estelí, realizaron un diagnóstico en 1993 del estado de los pozos que la abastecen de agua potable el cual plantea que la reducción de la oferta de agua y el incremento de demanda de la misma obligan a implementar programas de racionamiento. Estos se han convertido en un hecho corriente y generalizado debido a que los pozos disponibles han reducido considerablemente su producción a causa del bombeo excesivo. En el valle existen actualmente 64 pozos perforados y 25 norias. De ellos se extraen alrededor de 6,300,000 m<sup>3</sup> de agua anualmente.

Con el objetivo de evaluar la situación del suministro de agua así como de la producción histórica y del régimen de bombeo de los pozos existentes, el INAA y la Agencia de Cooperación Internacional del Canadá (ACDI) realizaron e interpretaron 38 pruebas de bombeo en 1993. Los resultados se muestran en la Tabla 3.2. En este trabajo los resultados de las pruebas serán utilizados para generar un modelo que caracterice el comportamiento hidráulico del

acuífero a partir de la correlación de parámetros hidráulicos y geoelectrónicos. Este esquema empírico ha sido utilizado anteriormente en diferentes ambientes geológicos (Arzate, 1986; Heigold y otros, 1979; Kelly 1977; Mazác y otros, 1985; Mel'kanovitskii y otros, 1981) y demostraron su utilidad como auxiliar en la planeación de la extracción en acuíferos sobre explotados.

### **1.3 Geología regional**

La región de Centro América Septentrional se divide en los bloques Maya y Chortis. El límite entre los dos bloques es la zona de fracturas Motagua que sigue el curso del río del mismo nombre al Este y centro de Guatemala, aunque su extensión hacia el Este fue cubierta por el vulcanismo Terciario ocurrido en esta parte del país. El bloque Maya incluye la zona de fracturas de Motagua al norte de Guatemala, Belice, la Península de Yucatán y el Oeste de México hasta el Istmo de Tehuantepec. El bloque Chortis comprende el Sur de Guatemala, El Salvador, Honduras, la parte norte de Nicaragua y la placa oceánica de este país al noreste. Ambos bloques son terrenos exóticos de origen incierto, pero se supone que el bloque Maya está relacionado al origen del Golfo de México y el bloque Chortis parece haberse derivado de la costa del Pacífico de México. Sin embargo, las evidencias litológicas y estratigráficas de su localización original no han tenido mucho éxito (Donnelly y otros, 1990).

Según Horne y otros (1990), el bloque Chortis está claramente definido en el noroeste por la zona fracturada del Motagua y en el suroeste por la trinchera mesoamericana fronteriza con la Placa Cocos. El límite sur del basamento Chortis fue cubierto por el vulcanismo Cenozoico, pero probablemente se extiende hasta cerca de la península de Santa Elena en la parte Norte septentrional de Costa Rica y el Escarpe de Hess ubicado en el sureste de Nicaragua y que juntos se interpretan como una fractura de corteza (de Boer, 1979; Dengo, 1985). La margen Este del bloque Chortis es complicada porque no está separada de la placa oceánica Atlántica continental por alguna discontinuidad definida. Aún Jamaica, ubicada al Este de la placa oceánica de Nicaragua es muy diferente del bloque Chortis. Datos geofísicos indican que la placa noroeste oceánica de Nicaragua es reciente y delgada (Edgar y otros, 1971) de origen indeterminado y de

alguna manera ligada a la corteza continental del bloque Chortis (Arden, 1975).

El bloque Chortis ha sido tectónicamente activo y bastante continuo desde el Cretácico Temprano. Fisiográficamente es muy accidentado y puede dividirse en diferentes regiones morfológicas: Sierras del norte, Región montañosa central, Embaymen Este, Placas del sur y Cadena volcánica del Pacífico.

Mann y otros, (1990), indican que la distribución de registros de terremotos, vulcanismo activo calco-alkalino y ejes de dispersión, definen cuatro placas rígidas en el Caribe y Centro América: Norte América, Sur América, Caribe y Cocos. Los estudios geológicos y sísmicos indican que la Placa Caribe tiene un movimiento relativo hacia el Este de las Américas y que es controlado por el fallamiento lateral izquierdo en su frontera Norte continental. La litosfera oceánica de las placas de Norte América y Sur América se consume a lo largo del eje Este de la Caribe en la zona de subducción de las Antillas Menores y también se consume litosfera oceánica de la placa Cocos a lo largo del eje Oeste en la zona de subducción de América Central.

En este contexto, la historia geológica de Nicaragua es compleja y se puede comprender en términos de la Tectónica de Placas. Los eventos geológicos ocurridos han dividido a Nicaragua en cinco provincias geológicas; Provincia de la Costa del Pacífico, Provincia de la Depresión de Nicaragua, Provincia Central, Provincia del Norte y Provincia de los Llanos de la Costa Atlántica. Cada una está diferenciada por su geología histórica, su geomorfología, geología tectónica, estratigrafía, geología económica y su litología (Dengo y otros, 1968; citados por Hodgson G, 1984).

La Provincia Central, que incluye el Valle de Estelí, abarca el área comprendida entre el límite de la Provincia del Norte, la Provincia de la Depresión al Oeste, entre el Río San Juan y el Río Indio al Sur y el Este dónde comienzan las áreas bajas de la Costa Atlántica. Abundan las fallas y diaclasas y algunos estratos están fuertemente inclinados. Los fenómenos geológicos favorables para la mineralización están distribuidos en toda la provincia. Los movimientos sísmicos tienen su origen a profundidades, razón por la cual no existe resgo de inestabilidad de los materiales superficiales por estos fenómenos. Está constituida por un relieve montañoso

moderno muy variable en forma de extensas mesetas inclinadas y en cuesta, características de rocas tipo ignimbritas y lavas, en forma de cúpulas, características de rocas riolíticas y en forma de cono, característico de rocas andesíticas. El drenaje es dendrítico y en parte está controlado por fallas y fracturas.

Esta Provincia también está caracterizada por el predominio de un gran volumen de rocas volcánicas del Terciario que datan desde el Eoceno hasta el Plioceno. El Cuaternario volcánico se conoce en escala muy reducida y muy dispersa. Las rocas Terciarias más comunes son basaltos, andesitas, dacitas, tobas e ignimbritas y están aglomeradas en dos grandes grupos: el Matagalpa (Terciario Inferior) y el Coyol (Terciario Superior). Todo el conjunto tiene un espesor mayor de 5000 m. Los afloramientos andesítico e ignimbrítico del grupo Coyol, son los más antiguos del área y pertenecen al grupo Coyol Inferior. Los materiales son de color café, rojizo oscuro, densos y compactos, con ciertas características ignimbríticas y presentan poca alteración. El Coyol inferior dacítico se encuentra dentro del nivel anterior concordante con potentes capas de tobas dacíticas. Los depósitos Cuaternarios posan discordantemente sobre las rocas del Grupo Coyol antes descritas. Esta es una de las provincias de mayor variedad de rocas ígneas intrusivas que son fuente de mineralización. Una gran cantidad de fallas y fracturas la atraviesa con una orientación predominante NE. Por debajo de las rocas ígneas se encuentran rocas sedimentarias del Cretácico y Terciario. Generalmente, las ciudades ubicadas en esta provincia (Boaco, Matagalpa, Juigalpa, etc.) tienen problemas de recuperación del agua subterránea para cumplir con la demanda (Hodgson, 1984).

#### **1.4 Geología local, geomorfología y clima**

El Valle de Estelí es una estructura llamada depresión tectónica o graben simétrico inverso. Éste graben intramontañoso se prolonga más hacia el Sur y Oeste expresado en sus pendientes más elevadas. Está rodeado por bloques montañosos con elevaciones de hasta 1600 m sobre el nivel del mar que conforman mesetas volcánicas. Los bloques montañosos, en sus bases o niveles inferiores están formados por rocas volcánicas Miocénicas del grupo Coyol Inferior que a su vez está integrado por andesitas e ignimbritas dacíticas. En los niveles medios están

compuestos por lavas, tobas y aglomerados dacíticos, siempre del mismo grupo, y los niveles superiores o superficiales consisten de basaltos e ignimbritas dacíticas del grupo Coyol Superior (Hogdson, 1983).

En general, el fondo del valle es de relieve casi plano, presenta una ligera inclinación de Sur a Norte con elevaciones entre 816 y 830 m sobre el nivel del mar. Está relleno por depósitos aluviales y coluviales Cuaternarios de hasta 66 m de espesor (pozo Al-59-80, Villa Vieja), que consisten en compuestos de conglomerados, gravas, arenas, arcillas y limos. Estos materiales son producto de la alteración química y física de las rocas basálticas e ignimbríticas que afloran en la región que circunda el valle, transportados principalmente por el Río Estelí y sus afluentes (Figura 1.2). Los clastos más abundantes se encuentran en los extremos Sur y Norte, donde existen terrazas construidas por el mismo río. En el extremo Este y Noroeste, los depósitos son más finos, y los cantos rodados, las gravas y las arenas, desaparecen paulatinamente para dar cabida a las arcillas. El drenaje superficial natural del valle se efectúa principalmente por medio de el Río Estelí y sus numerosos afluentes que bajan y drenan desde los bloques montañosos que lo circundan. Los principales afluentes son: el Zapote, que escurre en el sector Oeste del valle y el Zanjón de los Cedros, que fluye en el sector Este.

El clima del valle es seco y se caracteriza por tener una estación lluviosa de seis meses de duración que termina a mediados de Noviembre y otra estación seca de igual duración hasta el mes de Mayo. Dentro de la estación lluviosa, entre los meses de Julio y Agosto, se presenta un corto periodo de aproximadamente 4 ó 5 semanas, donde la cantidad de precipitación se reduce. Este fenómeno se conoce con el nombre de canícula o veranillo de San Juan, aunque sin embargo, en los últimos años el patrón de lluvias ha variado substancialmente. Las temperaturas, en general, son cálidas y relativamente uniformes todo el año y la temperatura promedio mensual varía entre 24 y 26 °C. Las épocas más calurosas del año ocurren de Marzo a Junio y de Septiembre a Octubre, y la más fresca se presenta de Diciembre a Febrero (González, 1993. INETER, Alcaldía de Estelí, 1995, Hodgson, 1984).

## 1.5 Hidrogeología regional

Las formaciones cuaternarias constituidas por depósitos piroclásticos y aluviones de la Planicie Costera del Pacífico Norte (León y Chinandega), de la Meseta de Carazo de edad Plio-Pleistocénica, de la Depresión Nicaragüense y Cadena Volcánica, constituyen los depósitos más importantes de aguas subterráneas del país (Mejía, 1983). Los depósitos secundarios de aguas subterráneas se encuentran en:

- Las Serranías del Pacífico Sur (Principalmente en el anticlinal de Rivas).
- La Provincia Central (Depósitos aluviales en los valles intramontañosos como Estelí, Sébaco, El Sauce, San Juan de Limay, Achuapa, Jalapa, etc.).
- La Planicie Costera del Atlántico (Depósitos fluvio-coluviales extensos, pero con espesores reducidos y transmisividades bajas).

Las áreas con las tasas de recarga más elevadas, se encuentran en la cordillera volcánica del Pacífico. La recarga (nueve millones de metros cúbicos) proviene en su gran mayoría de la infiltración de las aguas de lluvia y en cantidades menores, del exceso de las aguas de riego. Las áreas de descarga natural de aguas subterráneas se localizan en las planicies costeras y en ciertas zonas donde el nivel freático aflora en la superficie del terreno (González, 1993).

Las transmisividades de los acuíferos del país varían entre 40 m<sup>2</sup>/día y 13900 m<sup>2</sup>/día (Fenzl y Wezel, 1985). Los valores mayores corresponden a los aluviones y piroclastos cuaternarios que rellenan gran parte de la región del Pacífico, y los valores menores a las rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas que afloran en el anticlinal de Rivas, en las Tierras Altas del Interior, la Llanura Atlántica y la región metamórfica del noroeste del país. Las capacidades específicas, varían entre 9.6 y 9600 m<sup>3</sup>/m, y los valores de coeficiente de almacenamiento van desde 2 x 10<sup>-6</sup> hasta 0.35 x 10<sup>6</sup> día (Fenzl y Wezel, 1985). Al igual que las transmisividades, los valores altos corresponden a los aluviones y piroclastos cuaternarios y los valores menores a rocas volcánicas y sedimentarias Mesozoicas que cubren gran parte de la franja costera del Pacífico y casi todas las Tierras Altas del Interior y la Llanura Atlántica (Fenzl

y Wezel, 1985).

## 1.6 Hidrogeología Local

El Valle de Estelí, pertenece al sistema de drenaje del Atlántico (afluentes del Río Coco). La profundidad del agua subterránea en el valle tenía un promedio de 6 metros en el año de 1993. Según González (1993) la transmisividad varía entre  $234 \text{ m}^2/\text{día}$  y  $1683 \text{ m}^2/\text{día}$  y él estima el coeficiente de almacenamiento en  $1 \times 10^{-3}$ , en base a las condiciones de presión del acuífero. Según el mismo autor, la capacidad específica se encuentra entre  $31 \text{ m}^3/\text{m}$  y  $3572 \text{ m}^3/\text{m}$ , aunque los valores que fluctúan entre  $179$  y  $536 \text{ m}^3/\text{día}/\text{m}$  son más comunes.

En el valle están presentes dos zonas acuíferas diferenciables desde el punto de vista litológico, una en los depósitos aluviales Cuaternarios y otra en las rocas volcánicas del grupo Coyal, aparentemente el primero es mejor. En los depósitos aluviales cuaternarios se suponen zonas acuíferas lenticulares de mayor permeabilidad, constituidas de arenas gruesas y gravas, con ciertas cantidades de limos y arcillas. También están presentes capas continuas y/o lenticulares de limos y arcillas prácticamente impermeables. Dada las condiciones anteriores, el agua subterránea puede encontrarse en condiciones libre semiconfinada y confinada. Normalmente, en la zona Sur no se presentan casos de artesianismo.

La concentración de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) varía entre 160 y 490 ppm con un promedio de 300 ppm. Las aguas pueden ser clasificadas como bicarbonatadas-cálcicas (a veces magnésicas y/o sódicas ) con temperaturas que varían entre  $21$  y  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  (González, 1993). Toda el área del valle se considera como zona de recarga a excepción de las áreas construidas. La recarga por lluvia al depósito de agua subterránea estimada en base a una precipitación promedio de 736 mm (22 años de registro) y para un índice de infiltración de 15 % es de unos  $9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ .

La descarga artificial del depósito subterráneo se efectúa mediante los pozos perforados y norias existentes en el valle cuyas profundidades oscilan entre 30 y 130 m, siendo 80 m la

profundidad promedio. Según González, (1993), el volumen de agua almacenada en los depósitos aluviales se estima en  $640 \times 10^6 \text{ m}^3$ , que es el producto de un área de  $45 \text{ km}^2$  por un espesor medio de acuífero de 50 m y por una porosidad estimada de 28 %. De éste volumen, tomando un coeficiente de almacenamiento medio de  $1 \times 10^{-3}$ , pueden ser extraído anualmente unos  $6.3 \times 10^6 \text{ m}^3$  de agua.

## **2 GEOFÍSICA**

### **2.1 Método eléctrico**

El método geofísico de sondeos eléctricos verticales (SEV) es una de las técnicas más populares, que ha sido utilizada para el estudio de depósitos acuíferos con éxito variable. Su efectividad depende del contraste conductivo entre el acuífero y el acuitardo y particularmente que el suelo consista de capas estratificadas horizontalmente. Afortunadamente, las condiciones del relleno sedimentario del Valle de Estelí parecen ajustarse a estas condiciones, según los registros de pozos disponibles, por lo que se espera que la realización de un buen número de SEV será de gran utilidad para el estudio de las reservas hidrológicas superficiales del mismo.

#### **2.1.1 Fundamentos teóricos**

De todos los métodos eléctricos, el método de corriente directa es probablemente el más simple de manipular y el más fácil de entender. Esencialmente consiste de una fuente de corriente y de un dispositivo para medir diferencias de potencial, cada uno de los cuales se conecta a un par de electrodos. Cuando los electrodos de corrientes se colocan en el terreno se establece un campo de corriente estacionaria y a causa de una caída del potencial óhmico se crea un campo potencial de corriente. Este campo puede ser distorsionado por superficies con conductividades anómalas y el objetivo es investigar tales anomalías del campo eléctrico con un par de electrodos de potencial. Se asume siempre que el flujo de corriente en el circuito de medida del potencial es despreciable en comparación con el flujo de corriente inducida en el terreno, así que puede decirse que los electrodos de potencial no provocan efectos de distorsión en el campo eléctrico.

Una de las configuraciones más conocidas para sondeos en profundidad es el arreglo Schlumberger en el cual los electrodos se disponen simétricamente respecto al punto de medición a lo largo de una línea. Los electrodos de corriente AB se ubican en los extremos del

arreglo y los de potencial MN se ubican entre ellos. Se hacen medidas de diferencias de potencial y de flujo de corriente en un punto para cada arreglo simétrico respecto a este. Con el incremento del espaciamiento entre electrodos se propicia mayor penetración de la corriente, por lo cual es posible investigar las profundidades y espesores de los estratos analizando las resistividades calculadas a partir de la magnitud de las corrientes suministradas y los potenciales medidos para diferentes espaciamentos electródicos.

Un problema técnico que frecuentemente ocurre en los trabajos de campo es la aparición de diferencias de potencial “espontáneo” entre los electrodos de potencial aún en ausencia de suministro de corriente. Esto es debido a la formación de una fuerza electromotriz (fem) de origen electroquímico ya sea en la superficie de los electrodos o en las interfaces del subsuelo. En la práctica esto se soluciona generalmente, con la ayuda de un circuito de compensación, un potencial de la misma magnitud pero de signo contrario para que lo cancele.

En la interpretación de medidas de campos potenciales en corriente directa se usa frecuentemente la noción de **resistividad aparente**. Si el subsuelo fuese eléctricamente uniforme, con una simple medida de la diferencia de potencial y del flujo de corriente se podría determinar su resistividad. En el caso general, esta tiene una dependencia de la forma

$$\rho = f\left(\frac{\Delta V}{I}, K\right) \quad (2.1.1)$$

donde  $\rho$  es la resistividad del subsuelo,  $\Delta V$  es la diferencia de potencial entre los electrodos de potencial,  $I$  es la corriente suministrada por la fuente y  $K$  es una característica de las dimensiones lineales del arreglo. Para el arreglo Schlumberger la resistividad aparente está dada por

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.1.2)$$

donde

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (2.1.3)$$

y  $AM$ ,  $BM$ ,  $AN$  y  $BN$  se refieren a la distancia desde los electrodos de corriente a los de potencial (Figura 2.1.1a). En presencia de heterogeneidades eléctricas  $\rho_a$  podría cambiar con el tamaño o posición del arreglo.

Los principios físicos que sustentan los métodos de corriente directa están basados en la ley de Ohm. En su forma original esta ley se aplica solamente a circuitos. En estas condiciones, si una corriente fluye a través de un elemento de un circuito, su relación con la caída de potencial a través del elemento es una constante, la cual es característica de este elemento. Esta cantidad se define como su resistencia eléctrica y está dada por la relación

$$R = \frac{-\Delta V}{I} \quad (2.1.4)$$

El concepto de resistencia eléctrica puede aplicarse a campos de corriente en medios voluminosos. Como principio básico de la ley de Ohm, si se considera un flujo uniforme de corriente eléctrica a través de un cilindro homogéneo en la dirección de su eje, la resistencia será proporcional a la longitud  $L$  e inversamente proporcional a la sección transversal de área  $A$ , es decir,

$$R = \frac{\rho L}{A} \quad (2.1.5)$$

La constante de proporcionalidad  $\rho$  es numéricamente igual a la resistencia entre caras opuestas del cubo de dimensiones unitarias de una muestra de material. Esta es llamada resistividad o resistencia específica del material, y su unidad es el ohm-m ( $ML^2/TQ^2$ ) en el sistema mks.

Para volúmenes pequeños, es posible considerar en vez de una corriente total fluyendo a través de un volumen finito, un campo de densidad de corriente  $\vec{J}$ , y en vez de la caída de potencial a través de la muestra se puede utilizar el gradiente del potencial eléctrico  $\vec{E}$ . Si se considera un paralelepípedo rectangular pequeño con dimensiones lineales  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$  situado en un punto  $P$  y con orientación tal que  $z$  coincida con la dirección del vector de densidad de

corriente  $\vec{J}$  en P y si no hay discontinuidades en el campo de corriente en P, la resistencia transversal al paralelepípedo puede escribirse como (Grant y West, 1965)

$$R = \frac{E \cdot \Delta z}{J \Delta x \Delta y} \quad (2.1.6)$$

y de acuerdo a (2.1.5),  $R = \rho \Delta z / \Delta x \Delta y$ , por tanto

$$\rho = \frac{\vec{E}}{\vec{J}} \quad (2.1.7)$$

que es la resistividad en un punto P.

Si el material es isótropo,  $\vec{E}$  y  $\vec{J}$  están en la misma dirección. En forma vectorial la ley de Ohm se expresa como

$$\rho \vec{J} = \vec{E} \quad (2.1.8)$$

o equivalentemente

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.1.9)$$

donde  $\sigma \equiv \frac{1}{\rho}$

El inverso de la resistividad se llama **conductividad**  $\sigma$  y en el sistema mks se expresa en mho por metro. Desde el punto de vista de la naturaleza física de la conducción eléctrica, la conductividad es posiblemente la cantidad más fundamental, ya que está directamente relacionada a la densidad y movilidad de las cargas. En un medio anisotrópico  $\sigma$  es un tensor de segundo rango, pero en un medio homogéneo es un escalar.

Ya que los campos eléctricos estacionarios son conservativos,  $\vec{E}$  puede relacionarse con la función potencial escalar  $V$  como

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \quad (2.1.10)$$

donde  $V$  se mide en voltios. Combinando esta igualdad con la ley de Ohm resulta

$$\vec{J} = -\sigma\vec{\nabla}V \quad (2.1.11)$$

Para obtener la ecuación para el potencial esperado se aplica el principio de conservación de la carga, el cual establece que bajo condiciones normales no pueden crearse cargas eléctricas en cantidades macroscópicas, ni destruirse. Esto significa que a través de una superficie  $S$  la cual encierra un volumen dentro del cual no existen fuentes y sumideros de corrientes eléctricas, el flujo neto está dado por:

$$\int_s \vec{J} \cdot \vec{n} dS = 0 \quad (2.1.12)$$

y de acuerdo al teorema de Gauss (el flujo neto a través de cualquier superficie es igual a  $4\pi k$  veces la carga neta dentro de la superficie)

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad (2.1.13)$$

Por lo que de (2.1.11) se tiene que

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma\vec{\nabla}V) = 0 \quad (2.1.14)$$

y por lo tanto

$$\vec{\nabla}\sigma \cdot \vec{\nabla}V + \sigma\nabla^2V = 0 \quad (2.1.15)$$

Si  $\sigma$  es constante en toda la región, entonces  $\vec{\nabla} \sigma = 0$  y

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.1.16)$$

Suponiendo que por medio de electrodos con dimensiones efectivas muy pequeñas se suministra una corriente de  $I$  amperios a un terreno uniforme en un punto P sobre la superficie. Para evitar violar el principio de conservación, también se debe asumir que la corriente suministrada al terreno es la misma en todas partes y que, por el momento uno de los electrodos se localiza lo suficientemente lejos, de tal forma que no perturba el campo cerca de la fuente.

Si la conductividad del medio es uniforme, entonces  $\nabla^2 V = 0$  en cualquier lugar. Además, ya que las condiciones son simétricas con respecto al punto P, es posible anticipar que  $V$  sea una función inversa de  $R = (r^2 + z^2)$ , que es la distancia desde P. Ya que  $\nabla^2(1/R) = 0$ , se asume una solución de la forma  $V(r, z) = C/R$ . Si esta función es capaz de satisfacer las condiciones de fronteras, el teorema de unicidad garantiza que esta es la correcta y única solución del problema.

Como el espacio por encima de la superficie de la tierra no tiene conductividad (o ésta es muy cercana a cero), entonces la condición de frontera  $\partial V / \partial z = 0$  cuando  $z = 0$  se satisface en la superficie. Esto obviamente se cumple para  $V = C/R$ . Para calcular el valor de  $C$ , se considera una semiesfera pequeña con centro en P y limitado por la superficie  $R = a$  y el plano  $z = 0$ . Si la resistividad del terreno es  $\rho$  ohm-m, entonces la corriente total que fluye a través de una sección de área unitaria de esta superficie hemisférica está dada por la función de densidad de corriente

$$J = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial V}{\partial R} \right)_{R=a} = \frac{C}{\rho a^2} \quad (2.1.17)$$

La corriente total que fluye desde P es por lo tanto igual a  $2\pi a^2 \bar{J}$  y como esta cantidad debe ser igual a  $I$ , entonces  $C = Y\rho/2\pi$ . De aquí se tiene que:

$$V(r,z) = \frac{I\rho}{2\pi R} \quad (2.1.18)$$

Para obtener la expresión del potencial debido a un par de electrodos de corriente y no a uno solo, es necesario solamente sumar dos de estas soluciones. Debido a que la ecuación de Laplace (2.1.16) es lineal, la suma de dos soluciones es también una solución. Esto es, el potencial en un punto P a distancias  $R_1$  del electrodo fuente y  $R_2$  del electrodo sumidero es

$$V(P) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2.1.19)$$

Esta fórmula lleva inmediatamente a la expresión apropiada para calcular la resistividad con cualquier configuración electródica. Para un arreglo Schlumberger (Figura 2.1.1a), el potencial  $V_M$  en el electrodo interno  $M$  es la suma de la contribución de los potenciales  $V_A$  y  $V_B$  de la fuente  $A$  y sumidero  $B$ , es decir

$$V_M = V_A + V_B \quad (2.1.20)$$

o bien

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \quad (2.1.21)$$

De forma similar

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \quad (2.1.22)$$

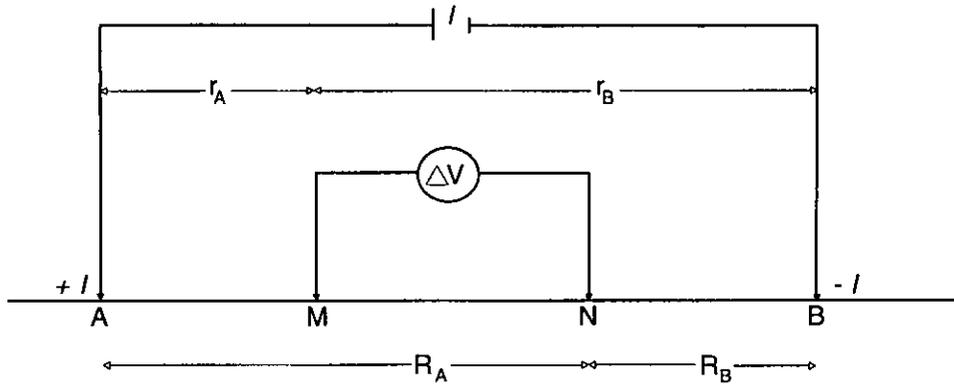


Figura 2.1.1a. Forma generalizada de configuración electrónica usada en medidas de resistividad.

Por lo tanto, la diferencia de potencial  $\Delta V$  entre los electrodos  $M$  y  $N$  está dada por

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left( \frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right] \quad (2.1.23)$$

y de aquí se tiene que

$$\rho = \left[ \frac{2\pi}{\left\{ \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left( \frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right\}} \right] \frac{\Delta V}{I} \quad (2.1.24)$$

Si se le llama  $2L$  a la distancia entre los electrodos de corriente  $A$  y  $B$  y  $2l$  a la que existe entre los electrodos de potencial (Figura 2.1.1b), es decir,  $r_A = L - l$ ,  $r_B = L + l$ ,  $R_A = L + l$ ,  $R_B = L - l$ , entonces la ecuación anterior se puede reescribir como

$$\rho = \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I} \quad (2.1.25)$$

en donde  $\frac{\pi L^2}{2l} = K$  se conoce como el factor geométrico del arreglo.

Cuando la resistividad es uniforme, la resistividad calculada a partir de esta ecuación debe ser constante e independiente del espaciado eléctrico y de la posición del arreglo en la superficie. Sin embargo, si existen inhomogeneidades en el subsuelo la resistividad varía con la posición relativa de los electrodos. Por lo tanto, cualquier valor de la resistividad calculado con la ecuación (2.1.25) en estas condiciones será considerado como una resistividad aparente  $\rho_a$  que será función de la forma y distribución de la inhomogeneidad

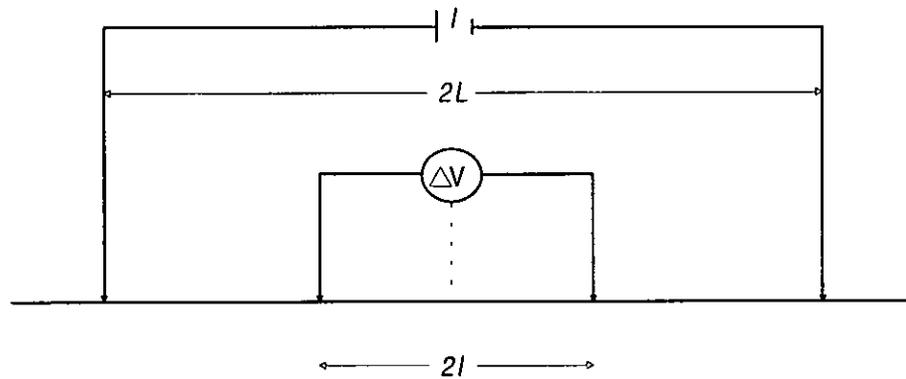


Figura 2.1.1b. Configuración eléctrica de Schlumberger.

Para el caso de un terreno estratificado, a causa de la presencia de varias capas, el potencial no presenta simetría esférica alrededor de P, por lo cual hay que considerar las soluciones  $\nabla^2 V = 0$  que satisfagan las condiciones de continuidad para un número de fronteras horizontales. Estas soluciones se obtienen expresando la ecuación de Laplace en un sistema de coordenadas cilíndricas cuyo origen P está en la superficie y cuyo eje Z es vertical y positivo hacia abajo. Por simetría puede escribirse

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.1.26)$$

La solución de esta ecuación se obtiene de las funciones características que resultan del método

de separación de variables (p. e. Arfken, 1971). Escogiendo aquellas que presentan buen comportamiento conforme  $r \rightarrow 0$  se obtiene (Grant y West, 1965)

$$V(r, z) = \int_0^{\infty} [A(\lambda)e^{-\lambda z} + B(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (2.1.27)$$

a la que se le suma la solución particular  $V(r, z) = I\rho_1/2\pi R$  en la vecindad del punto P. Si no existen otras fronteras más que la superficie  $z = 0$ , entonces  $A(\lambda) = B(\lambda) = 0$ . Si existen fronteras, entonces los coeficientes  $A(\lambda)$  y  $B(\lambda)$  pueden determinarse de las condiciones que suponen estas fronteras. Asumiendo una capa homogénea de resistividad  $\rho_1$  y espesor  $h$  descansando sobre un estrato de resistividad  $\rho_2$ , el potencial en el medio superior puede escribirse como

$$V_1(r, z) = \frac{I\rho_1}{2\pi R} + \int_0^{\infty} [A(\lambda)e^{-\lambda z} + B(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad 0 \leq z \leq h \quad (2.1.28)$$

En el sustrato no existen fuentes externas de corrientes, por tanto no es necesario el término de la integral particular. Más aún, se deben rechazar los términos que involucran a  $e^{\lambda z}$  ya que el potencial debe ser finito conforme  $z \rightarrow \infty$ . Consecuentemente para  $z \geq h$  puede escribirse el potencial como

$$V_2(r, z) = \int_0^{\infty} [C(\lambda)e^{-\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad z \geq h \quad (2.1.29)$$

Las condiciones de fronteras que estas soluciones deben satisfacer son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_1}{\partial z} &= 0 & z &= 0 \\ V_1 &= V_2 & z &= h \\ \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial V_1}{\partial z} &= \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial V_2}{\partial z} & z &= h \end{aligned} \quad (2.1.30)$$

Con estas tres ecuaciones es posible determinar las constantes  $A$ ,  $B$  y  $C$ . Para aplicar estas condiciones se debe hacer uso de la identidad integral de Lipschitz (Arfken, 1971)

$$\frac{1}{R} = \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (2.1.31)$$

Entonces resolviendo se tiene:

$$A = B = \frac{I\rho_1 k}{2\pi(e^{2\lambda h} - k)}, \quad k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (2.1.32)$$

y para  $z = 0$

$$V_1(r) = \frac{I\rho_1}{2\pi r} G(r; k) \quad (2.1.33)$$

donde (Grant y West, 1965)

$$G(r, k) = 1 + 2kr \int_0^{\infty} (e^{2\lambda h} - k)^{-1} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (2.1.34)$$

Normalmente se toma un espesor inicial de capa igual a la unidad ( $h = 1$ ) y la función  $G(r; k)$  puede evaluarse numéricamente para valores de  $k$  dados. El análisis puede extenderse para un determinado número de capas.

Con la ayuda de tablas y gráficas de la función  $G(r; k)$  o de funciones equivalentes para dos o más capas es posible interpretar los datos obtenidos con arreglos de electrodos tal como el Schlumberger en términos de la profundidad a varias interfases. Esta técnica es utilizada para determinar los espesores de capas horizontales que tengan un contraste apreciable en la resistividad, tal como un suelo saturado de agua que descansa sobre un basamento rocoso.

Para un modelo de una capa, el potencial en un punto ubicado en la superficie del terreno

a distancias  $r_1$  y  $r_2$  de la fuente de corriente y del sumidero respectivamente es

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{G(r_1; k)}{r_1} - \frac{G(r_2; k)}{r_2} \right) \quad (2.1.35)$$

Para un arreglo Schlumberger, la resistividad aparente teórica del modelo, está definida por

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \left( \frac{\Delta V}{I} \right) = \frac{\pi L^2}{2l} \left[ \frac{\rho_1}{2} \left( \frac{G(L; k)}{L} - \frac{G(L; k)}{-L} \right) \right] \quad (2.1.36)$$

### 2.1.2 Aspectos prácticos del trabajo de campo

Se realizaron un total de 45 SEV cubriendo un área aproximada de 60 km<sup>2</sup>, principalmente ubicados a lo largo de caminos transitables que cruzan el valle. El trabajo de campo fue hecho en una sola etapa y se efectuó durante el mes de Julio de 1997. Posterior al levantamiento, los sondeos se agruparon en 9 perfiles orientados entre N80W y N15W, que cortan aproximadamente en forma perpendicular el valle. Esto se hizo con el objeto de obtener secciones transversales al paquete sedimentario que alberga la principal fuente de agua subterránea de la región.

En la Tabla 2.1.1 se muestra el número de sondeos por perfil y la identificación de los mismos, así como el desnivel topográfico a lo largo de cada uno de ellos, que como se puede apreciar no es significativo. En la Figura 2.1.2 se muestra la ubicación de los perfiles geoelectricos y los pozos perforados. De los pozos se tomó la información correspondiente a niveles de agua y espesor saturado para utilizados posteriormente para la calibración de las curvas de campo.

Tabla 2.1.1. Distribución de sondeos eléctricos verticales

PERFIL	SONDEO No.	TOTAL DE SONDEOS	ALTURA (msnm)	
			Mínima	Máxima
AA'	32, 39, 38, 30	4	870	910
BB'	1, 2, 40, 31	4	850	890
CC'	3, 33, 34, 24	4	850	890
DD'	4, 23, 26, 25	4	840	870
EE'	6, 5, 36, 35, 29, 28, 27	7	820	880
FF'	7, 45, 8, 18, 19, 28, 27	7	820	880
GG'	9, 10, 44, 43, 20	5	820	820
HH'	11, 13, 21, 22, 42	5	810	810
II'	14, 41, 15, 17	4	810	860

Para la realización de los sondeos se utilizó el dispositivo Schlumberger considerando las ventajas que tiene sobre otro tipo de arreglos, tales como mayor profundidad de investigación y menor sensibilidad a cambios laterales (Zohdy y otros, 1974) además de las ventajas logísticas para su realización. La separación máxima utilizada entre electrodos de corriente fue de 1000 metros con aberturas máximas entre electrodos de potencial de 100 m.

El instrumento geofísico consistió de un equipo marca Terrameter SAS 300C de fabricación Sueca que permite lecturas directas de resistividad. El SAS posee un sistema de promediados de señal a partir de mediciones continuas de corrientes suministradas y voltajes inducidos. El promedio de la señal se presenta sobre la pantalla del instrumento hasta que el operador considera que el resultado es estable. Los resultados se verifican fácilmente obteniendo una señal que resultan de un apilamiento de las mediciones.

Las curvas de campo obtenidas del estudio geoelectrico se muestran en el Apéndice A. En general, los problemas de traslapes son mínimos y la calidad de los datos es considerada de buena a muy buena.

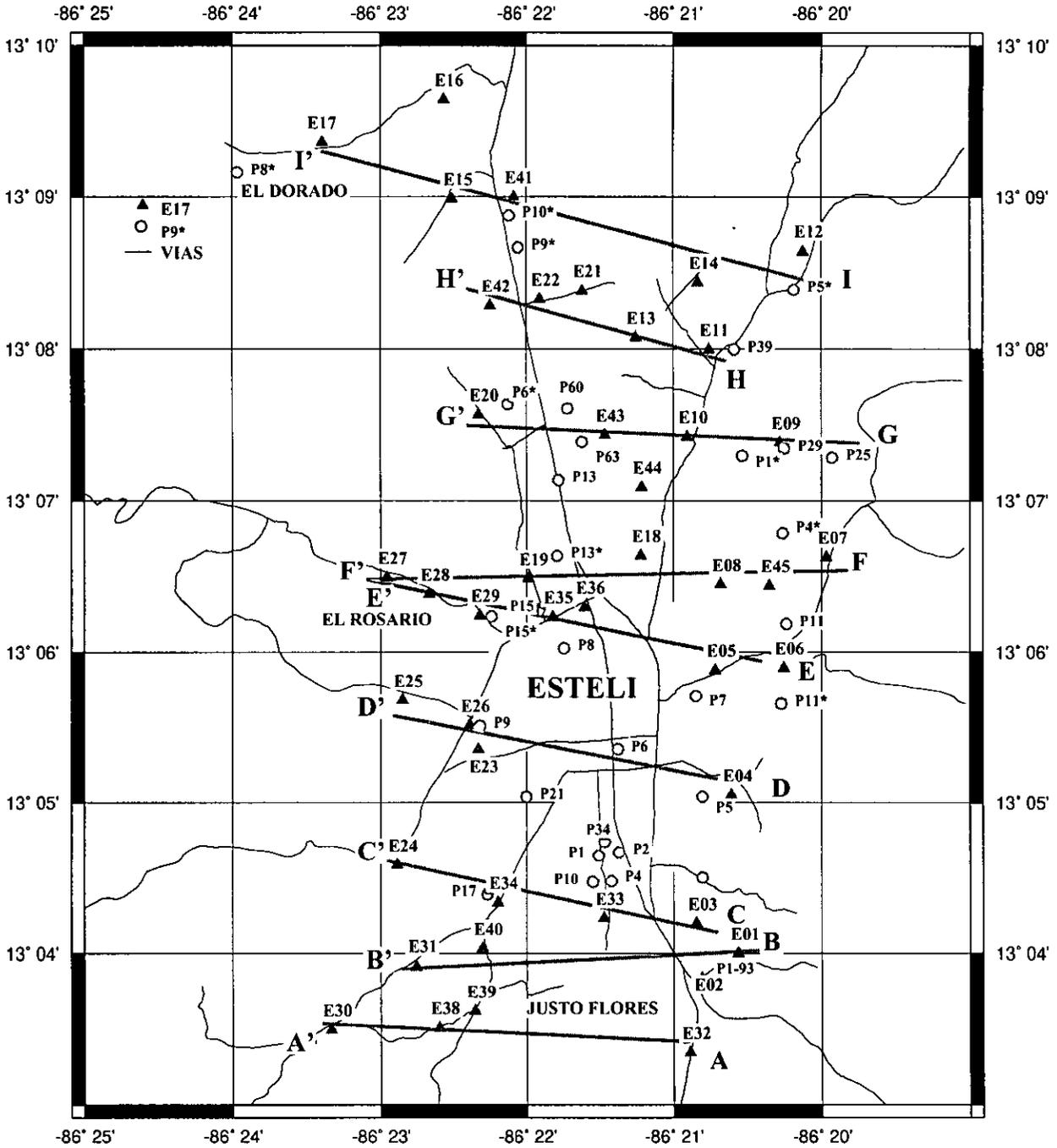


Figura 2.1.2. Mapa de ubicación de pozos, vías de comunicación y distribución de SEV en perfiles.

### 2.1.3 Procesamiento y modelado unidimensional

El procesamiento de los datos obtenidos en el campo se debe iniciar en el mismo lugar de la medición, donde se calculan y grafican las curvas de resistividad aparente en función del espaciamiento eléctrico del dispositivo. Esto permite detectar en el momento, posibles errores en la toma de datos o mal funcionamiento del equipo de adquisición.

El siguiente paso en el procesamiento de la información comienza con la revisión de los datos y la discriminación de aquellos que por alguna razón están fuera de la tendencia general del resto. Cada gráfico es la representación de un sondeo y la curva de campo se dibuja mediante un trazo continuo sobre los puntos medidos. Sin embargo, frecuentemente sucede que al cambiar de posición los electrodos de potencial se produce un corrimiento de la curva de resistividad aparente para los puntos medidos con dicho espaciamiento. Esto ocurre como efecto de la diferencia en condiciones de acumulación de cargas en la zona de contacto para las diferentes posiciones de los electrodos de potencial. El efecto neto es producir un corrimiento hacia arriba o hacia abajo en la curva de campo, tal y como se muestra en la Figura 2.1.3a. El siguiente paso consiste en empalmar los diferentes segmentos desplazando dos tramos consecutivos hacia el punto medio de la distancia vertical que los separa.

Hecho lo anterior para cada una de las curvas de campo, se procede a la interpretación unidimensional de los datos, auxiliándose con la información de pozos cercanos, de tal manera que en ocho de los nueve perfiles interpretados se inició el modelado con al menos la información de un pozo. La interpretación fue hecha utilizando el programa interactivo RESIX<sup>PLUS</sup> orientado gráficamente para modelado directo e inverso en términos de un medio estratificado. Los datos de sondeos se proporcionan como una función de  $AB/2$  vs. la resistividad aparente.

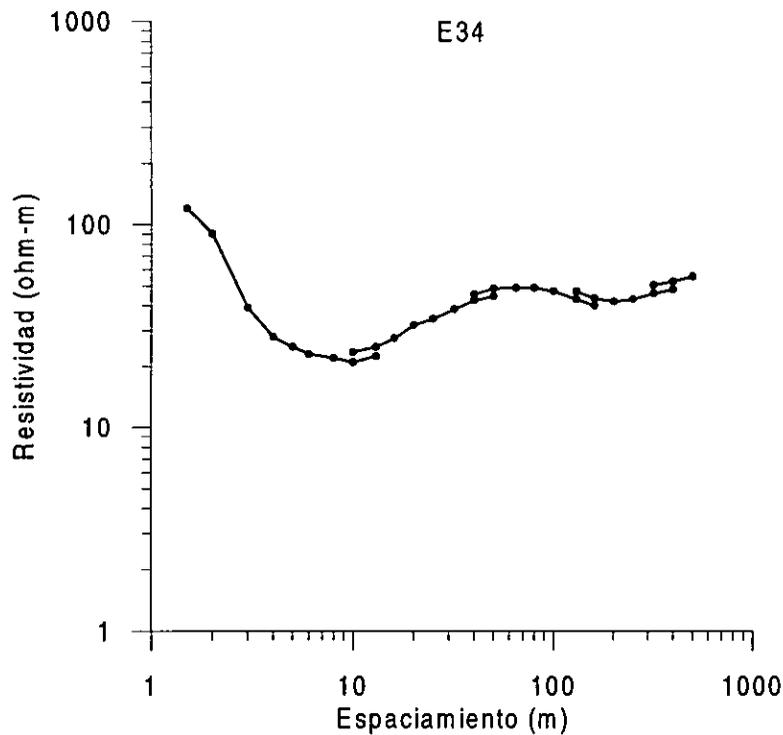


Figura 2.1.3a. Curva de campo de SEV que muestra desplazamientos moderados de segmentos de datos por efecto de cambio de posición de los electrodos de potencial.

La inversión directa permite estimar el modelo de capas de la curva de datos de campo. Esto se hace empleando un método similar al descrito por Koefoed (1976). Sin embargo, los datos presentados en este trabajo (ver Anexo I) fueron interpretados utilizando el esquema de modelado inverso que ajusta los datos a la respuesta teórica en el sentido de los mínimos cuadrados. La inversión llevada a cabo en este caso fue apoyada en la información de pozos con que se cuenta. Con la profundidad conocida del nivel freático fue posible fijar este parámetro para determinar con mayor precisión el espesor de la capa saturada (Figura 2.1.3b). La esencia del método se describe de la siguiente manera. Las variables que intervienen en todo problema geofísico se clasifican en tres grupos: a ) *Datos de observación*,  $g_1, g_2, \dots, g_m$ , que pueden considerarse como componentes de un vector  $G$ . En el caso de un SEV, estos datos son las resistividades aparentes observadas. b ) *Parámetros conocidos*,  $x_1, x_2, \dots$ , que del mismo modo constituyen un vector  $x$ . En un SEV estos parámetros son las distancias  $AB/2$  utilizadas, y c ) *Los parámetros desconocidos* y que se tratan de calcular,  $p_1, p_2, \dots, p_n$ , que forman un tercer vector  $P$  y que, en este caso, son los espesores y resistividades de las diversas capas.

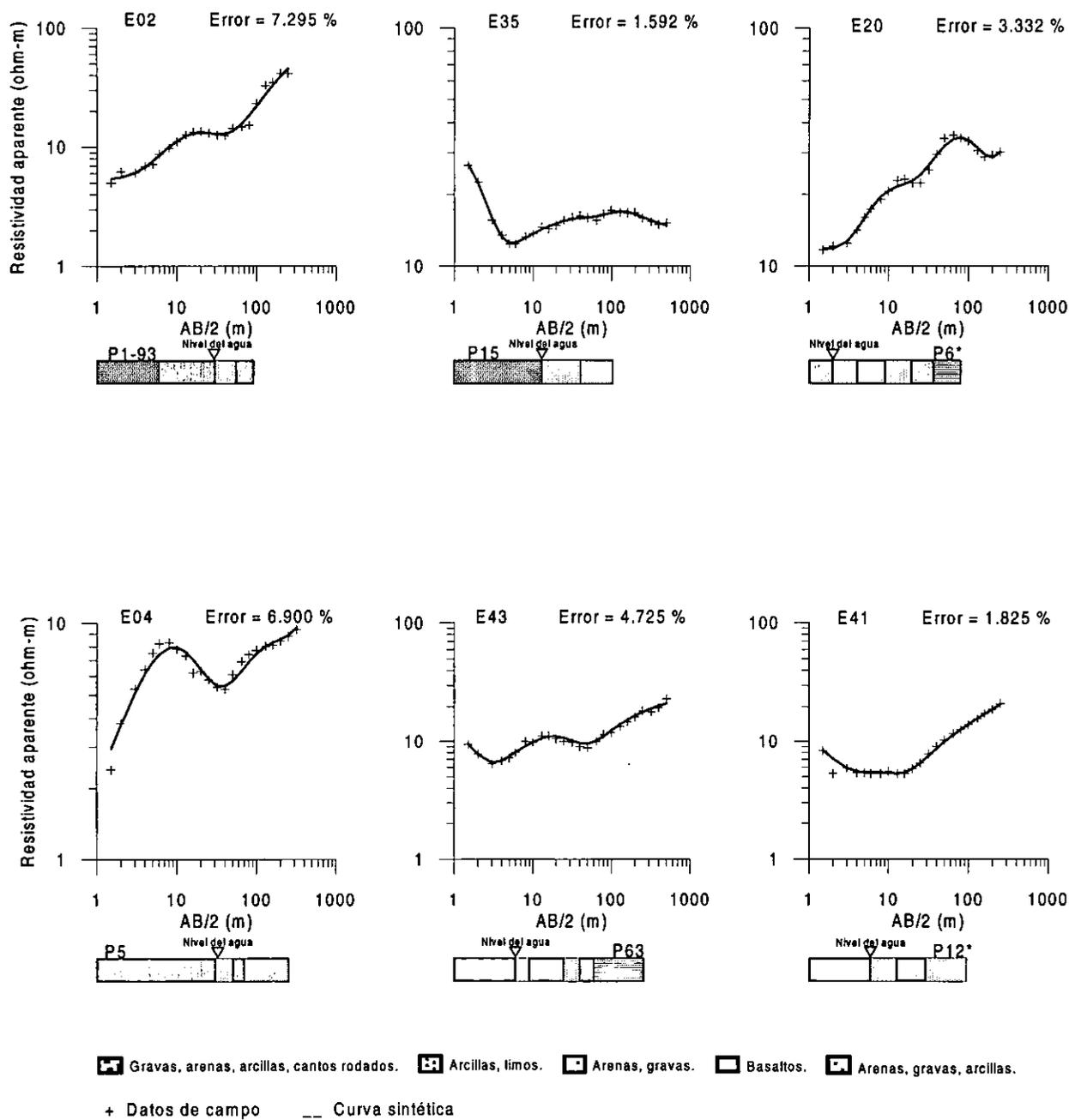


Figura 2.1.3b. Correlación de pozos y calibración de curvas de campo con modelos 1D.

Si se conoce una solución aproximada  $P^0$ , se puede estimar su grado de validéz mediante el cálculo del vector  $G_A$  que le corresponde (problema directo) y la determinación de la diferencia  $\Delta G$  entre el vector observado  $G$  y  $G_A$ . En general,  $\Delta G$  no será nulo ya que  $P^0$  es solo

una solución aproximada. El método de inversión exige que se disponga de un algoritmo para la resolución del problema directo, y que el número de capas sea conocido o elegido previamente.

Como la solución  $\mathbf{P}^0$  no es exacta, habrá de modificarse en un vector  $\Delta\mathbf{P}$  tal que haga nulo a  $\Delta G$ . Si el problema es lineal, se tiene que

$$\Delta G = \mathbf{A} \Delta\mathbf{P} + \varepsilon \quad (2.1.37)$$

donde  $\varepsilon$  es un vector de errores que debe minimizarse y  $\mathbf{A}$  es la matriz de derivadas

$$A_{ij} = (\partial G_i / \partial P_j) |_{\mathbf{P}^0} \quad (2.1.38)$$

cuyo orden es  $m \times n$ . Si  $\mathbf{P}^0$  es suficientemente aproximado y  $n \geq m$ , el vector  $\Delta\mathbf{P}$  puede obtenerse mediante la fórmula matricial

$$\Delta\mathbf{P} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \Delta G \quad (2.1.39)$$

Como en el caso de un SEV la relación entre  $G$  y  $\mathbf{P}$  no es lineal, la solución  $\Delta\mathbf{P}$  de la fórmula anterior no será exacta, por lo que el proceso habrá de repetirse varias veces, obteniéndose en cada iteración una  $\Delta\mathbf{P}_i$ , hasta que la suma de todos ellos con  $\mathbf{P}^0$  constituya una solución aceptable, esto es, tal que  $\varepsilon$  sea menor que un valor dado inicialmente y considerado aceptable.

En el cálculo de  $\Delta\mathbf{P}$  hay que tener en cuenta que no todos los datos  $x_i$  tienen la misma influencia en  $G$ . Para el estudio de esta se debe utilizar la matriz de “*densidad de información*”  $\mathbf{S}$  definida por

$$\mathbf{S} = \mathbf{H} \mathbf{A} \quad (2.1.40)$$

con  $\mathbf{H} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T$ . Esta matriz, casi diagonal, tiene los valores mayores en las posiciones que corresponden a los datos que más influyen en la determinación del modelo (Inman y otros,

1973). Si los datos de observación  $g_i$  no tienen todos la misma exactitud puede asignarse a cada uno un peso e introducir en los cálculos una matriz de pesos  $W$ . Si los errores de los datos son independientes entre sí, dicha matriz será diagonal, cuyos elementos pueden tomarse iguales a las inversas de las desviaciones estándar de los datos.

con  $H = (A^T A)^{-1} A^T$ . Esta matriz, casi diagonal, tiene los valores mayores en las posiciones que corresponden a los datos que más influyen en la determinación del modelo (Inman y otros, 1973). Si los datos de observación  $g_i$  no tienen todos la misma exactitud puede asignarse a cada uno un peso e introducir en los cálculos una matriz de pesos  $W$ . Si los errores de los datos son independientes entre sí, dicha matriz será diagonal, cuyos elementos pueden tomarse iguales a las inversas de las desviaciones estándar de los datos.

#### 2.1.4 Resultados

Los resultados de las inversiones individuales de los sondeos eléctricos fueron combinados para formar las secciones geoelectricas que se muestran en las Figuras 2.1.4 a 2.1.12 y cuya localización se muestra en la Figura 2.1.2. Se realizó una interpolación manual entre los valores de profundidad de sondeos contiguos (algunas veces no muy próximos) cuyas resistividades fueran semejantes. La exageración vertical en todas las secciones es de 20:1. Para simplificar los modelos de capas se han omitido aquellos estratos menores de dos metros de espesor pues además de ser poco extensas se considera que son un artificio del algoritmo de inversión. El rango de resistividades está indicado en los rectángulos sobrepuestos e indican los valores de resistividad entre el mínimo y el máximo en el estrato. La profundidad a cada una de las interfaces de los estratos interpretados está dada en metros sobre el nivel del mar.

La **sección eléctrica AA'** (Figura 2.1.4), de aproximadamente 4200 m de longitud, se encuentra en el Sur de la ciudad de Estelí entre los poblados de El Paraíso y La Tunosa. En la parte más superficial se encuentra un estrato con espesor máximo de 17 m y resistividades eléctricas de entre 10 y 45 ohm-m que se pueden asociar a gravas, arenas, arcillas y cantos rodados. Bajo esta capa se encuentra un estrato lenticular cuya resistividad eléctrica varía entre 70 y 135 ohm-m, compuesto posiblemente de material arenoso y gravas observables en dos de los sondeos. Continúa un extenso estrato conductivo con un espesor máximo aproximado de 40 m y con resistividades entre 1 y 45 ohm-m. Puede estar compuesto por arenas, arcillas y gravas. La capa que se asocia al acuífero principal, de 28 m de espesor se ubica por debajo de este estrato. Está compuesta posiblemente por arenas y gravas fundamentalmente y es lo

suficientemente extensa para apreciarse a lo largo del perfil con espesores y profundidades variables, presentando resistividades de 60 a 470 ohm-m. El estrato más profundo con resistividades de 1 a 20 ohm-m, se asocia a un estrato arcilloso y de profundidad variable a lo largo del perfil que oscila entre 24 y 70 m. Debido a su gran conductividad no se logró mayor penetración, por lo que no fue posible determinar su extensión en profundidad.

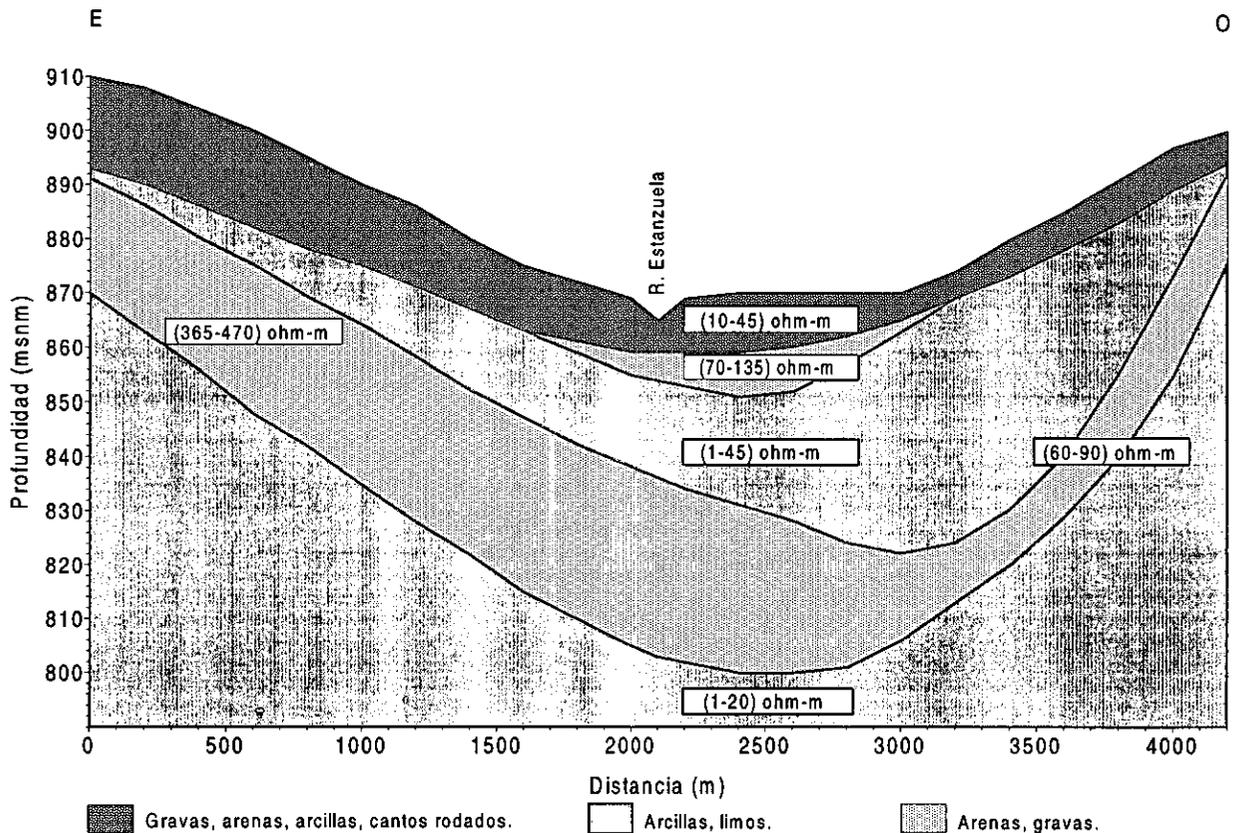
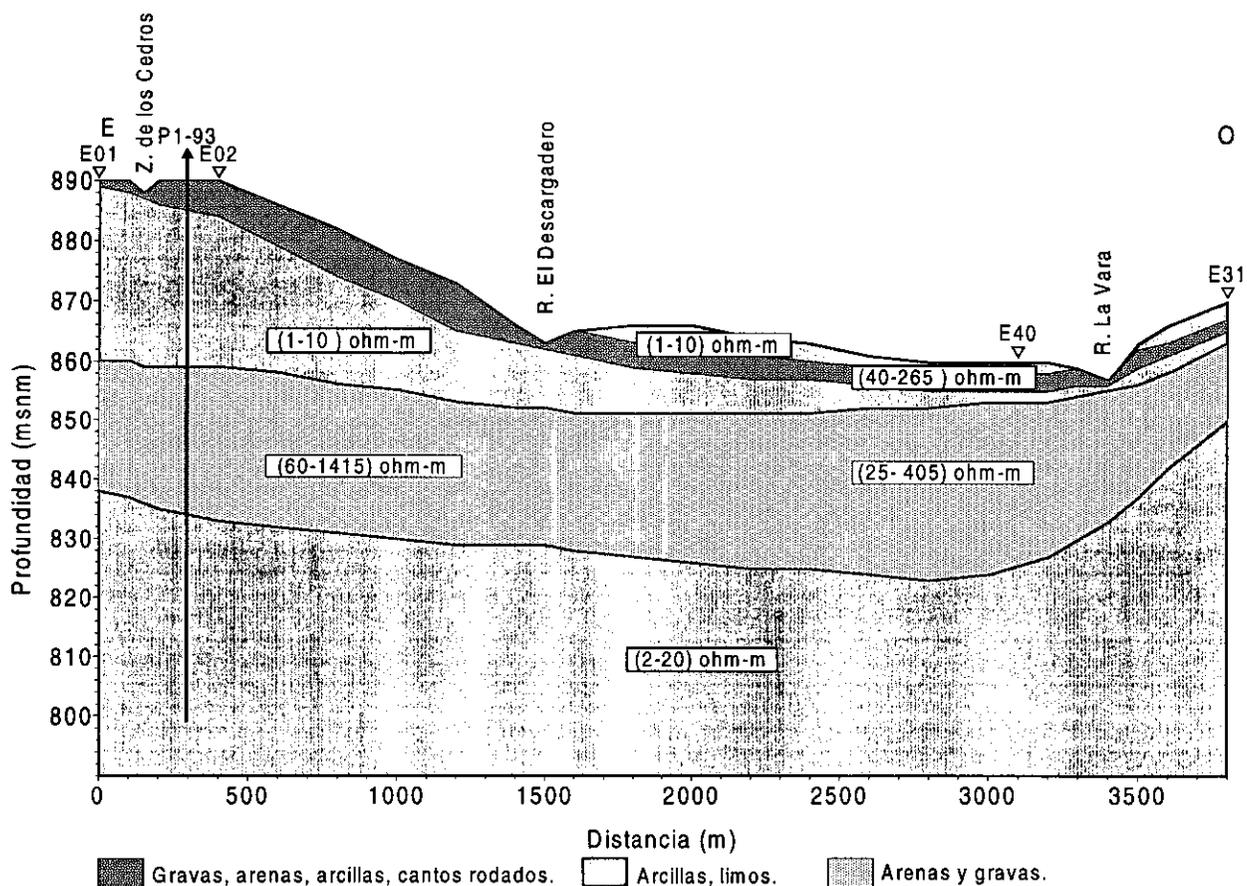


Figura 2.1.4. Sección eléctrica AA'. Estelí, 1997.

La **sección eléctrica BB'** (Figura 2.1.5), de aproximadamente 3800 m de longitud, está ubicada entre La Chácara y el poblado de Santa Rita. Entre los ríos El Descargadero y La Vara se observa un estrato posiblemente arcilloso-limoso de baja resistividad eléctrica que oscila entre 1 y 10 ohm-m y cuyo espesor máximo es de 3 m, seguido de una capa compacta y resistiva que puede asociarse a gravas, arenas, arcillas y cantos rodados que aflora en la parte Este del perfil y tiene un espesor máximo de 6m y se angosta de Este a Oeste. Constituye el lecho de los ríos antes mencionados y tiene resistividades entre 40 y 265 ohm-m. Continúa un estrato arcilloso

muy conductivo con resistividades que oscilan entre 1 y 10 ohm-m el cual presenta las mismas características que el estrato anterior a lo largo del perfil. Su espesor máximo es de 39 m. Otra capa, asociada al acuífero principal tiene 28 m de espesor casi constantes y presenta resistividades variables a lo largo del perfil entre 60 y 1415 ohm-m en el Este y entre 25 y 405 ohm-m en el Oeste y está compuesta posiblemente por arenas y gravas. Por último, en la parte más profunda de este perfil se presenta una capa conductiva de espesor desconocido, pero importante pues constituye el límite inferior del acuífero. Presenta resistividades bajas entre 1 y 20 ohm-m, lo cual es consistente con el tipo de material con el que se asocia (arcillas y limos).



Exageración vertical: 20:1

Figura 2.1.5. Sección eléctrica BB'. Estelí, 1997.

La **sección eléctrica CC'** (Figura 2.1.6), de aproximadamente 3800 m de longitud, se encuentra ubicada al sur de la ciudad, entre La Chácara y el poblado de San José. Desde el río Zapote, de Este a Oeste se extiende una capa con un espesor máximo de 37 m a la altura del

sondeo E34 y con resistividades entre 20 y 160 ohm-m que se pueden asociar a gravas, arenas, arcillas y cantos rodados observables en tres de los sondeos. Continúa un extenso estrato muy conductivo posiblemente arcilloso-limoso con resistividades eléctricas entre 1 y 10 ohm-m. Está presente en todo el perfil y su espesor máximo aproximado es de 29 m, el cual es variable en todo el perfil. Sirve de capa confinante al estrato subyacente que está asociado al acuífero principal y de resistividades entre 30 y 340 ohm-m. Este último está compuesto posiblemente por arenas y gravas y cuenta con un espesor máximo de 46 m. Se extiende a lo largo de todo el perfil aunque es interrumpido por un estrato arcilloso muy conductivo observable en tres de los sondeos a partir del SEV E33, cuyo espesor máximo es de 11 m y resistividades entre 1 y 5 ohm-m mientras que el estrato que le subyace tiene resistividades entre 70 y 170 ohm-m y espesor máximo de 10 m. El estrato más profundo, con resistividades de 10 a 15 ohm-m, se asocia a un estrato arcilloso-arenoso de profundidad variable, que oscila entre los 40 y 70 metros.

La **sección DD'** (Figura 2.1.7), de aproximadamente 4100 m de longitud, está ubicada entre el Cerro Las Ánimas y el poblado El Rosario. Aproximadamente desde el pozo P6 se observa un estrato con resistividades entre 5 y 160 ohm-m y espesor máximo de 28 m que se puede asociar a gravas, limos, cantos rodados y bolones. Esta capa superficial está presente en todas las secciones eléctricas anteriores. Continúa una capa conductiva arcillosa-limosa con resistividades eléctricas entre 1 y 5 ohm-m y que se observa desde el inicio del perfil con espesor máximo de 31 m, adelgazándose paulatinamente por debajo de la capa superior hasta desaparecer a la altura del sondeo E23. Aflora en superficie en los primeros 1400 m. Un estrato que se asocia al acuífero principal está por debajo de las dos primeras capas, tiene un espesor máximo de 19 m y su resistividad oscila entre 40 y 340 ohm-m. Está compuesto posiblemente por arenas y gravas y limitado en su base por un estrato muy conductivo arcilloso con resistividades entre 1 y 5 ohm-m, con espesor máximo de 9 m. Continúa un estrato de espesor desconocido, con resistividades entre 10 y 60 ohm-m constituido por arenas, gravas y arcillas y que representa un estrato permeable aunque aparentemente, menos permeable que el acuífero más superficial.

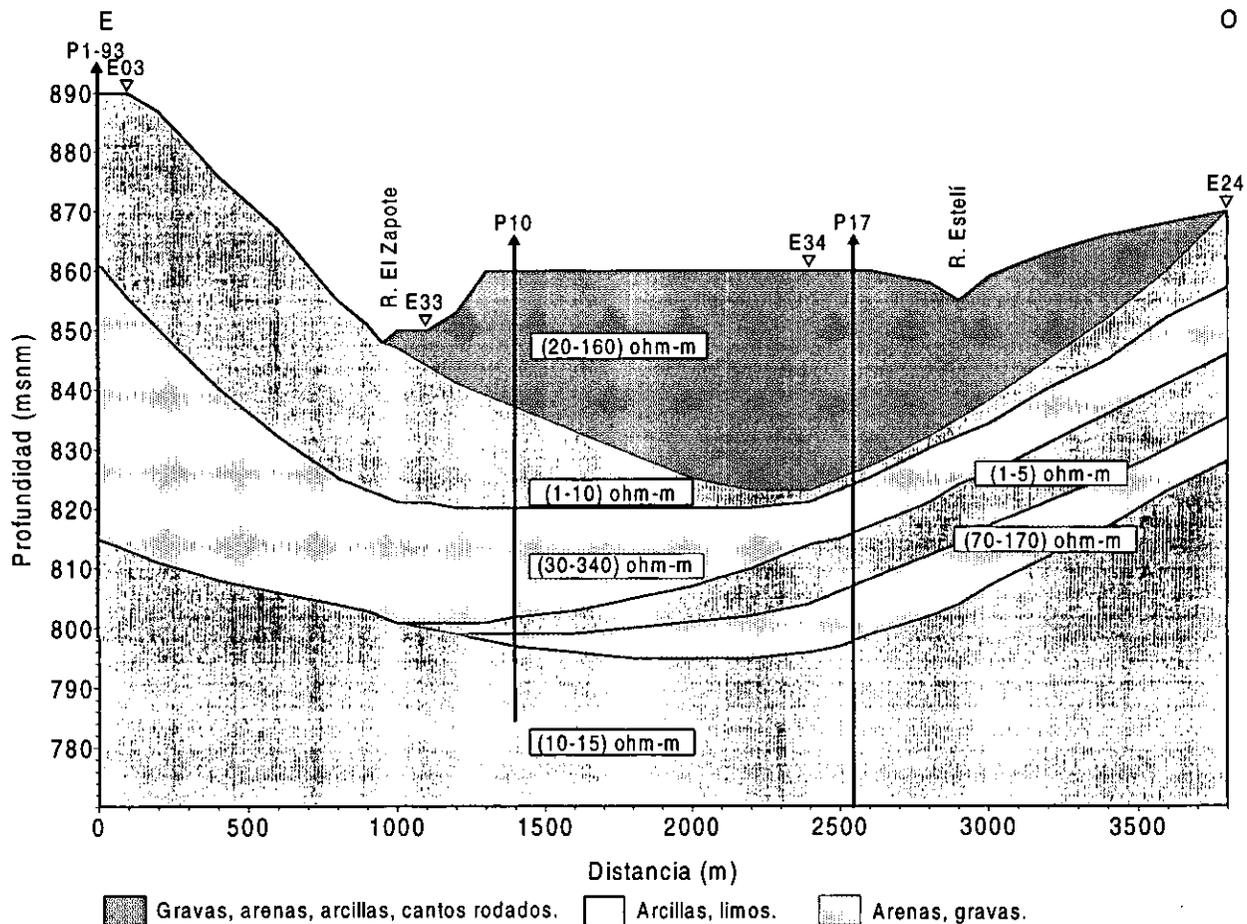


Figura 2.1.6. Sección eléctrica CC'. Estelí, 1997.

La **Sección eléctrica EE'** (Figura 2.1.8), de aproximadamente 4800 m de longitud, se ubica en el Norte de la ciudad, entre los poblados de Villa Vieja y El Carmen. En la sección eléctrica se aprecian dos zonas particulares para cada estrato, que son caracterizadas por dos rangos diferentes de resistividades. En esta sección se puede apreciar una capa superficial con resistividades de 1 a 35 ohm-m y 20 m de espesor en el sector Este y entre 10 y 65 ohm-m en el sector Oeste y espesor máximo de 30 m, compuesta, según los pozos disponibles, por gravas, arenas, arcillas y cantos rodados. Continúa una capa que se asocia con el acuífero principal con espesor máximo de 38 m y resistividad entre 10 y 55 ohm-m en el Este y de 30 a 160 ohm-m en el Oeste. Está compuesta de arenas y gravas fundamentalmente. La capa más profunda es más conductiva que la sobreyacente, con resistividades entre 10 y 15 ohm-m en el Este y de 15 a 50 ohm-m en el Oeste. Está compuesta por arcillas y gravas principalmente y se relaciona como en

la sección anterior, a una zona menos permeable. En esta sección no se detecta la presencia de la capa arcillosa que separa a estas dos unidades como se observa en las secciones DD' y FF'.

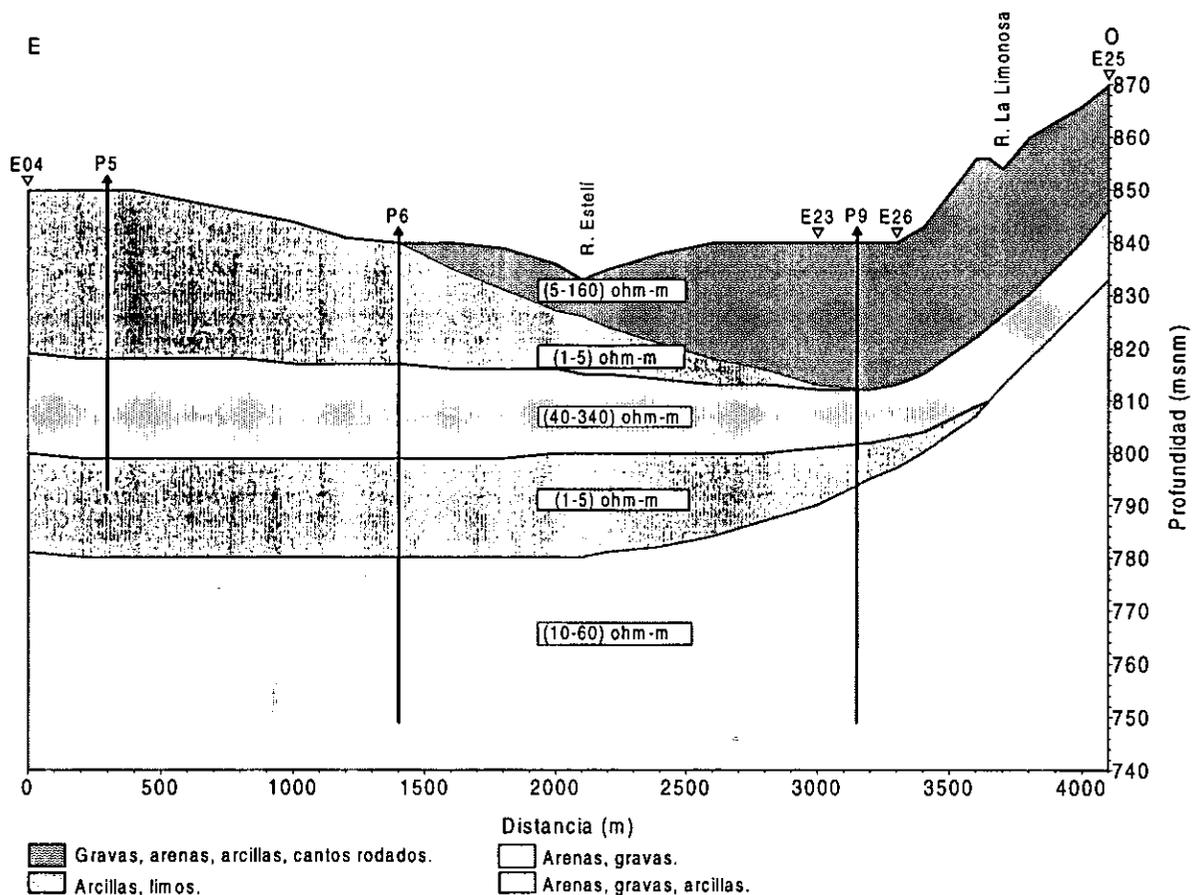


Figura 2.1.7. Sección eléctrica DD'. Estelí, 1997.

La **Sección eléctrica FF'** (Figura 2.1.9), de aproximadamente 5300 m de longitud está ubicada en la salida Norte de la ciudad de Estelí entre los poblados de San Pedro y El Carmen. Aunque con ninguno de los pozos se define el espesor saturado, es posible deducir la existencia de agua a las profundidades de los pozos. En la sección eléctrica se observa una capa superficial con resistividades entre 20 y 170 ohm-m y espesor máximo de 30 m, compuesto posiblemente de arenas, gravas, cantos rodados y arcillas y que es la continuación del primer estrato de los perfiles antes mencionados. Le subyace un estrato arcilloso-limoso conductivo con un espesor máximo de 10 m y resistividades entre 1 a 15 ohm-m. Continúa una capa que se extiende a lo largo del perfil,

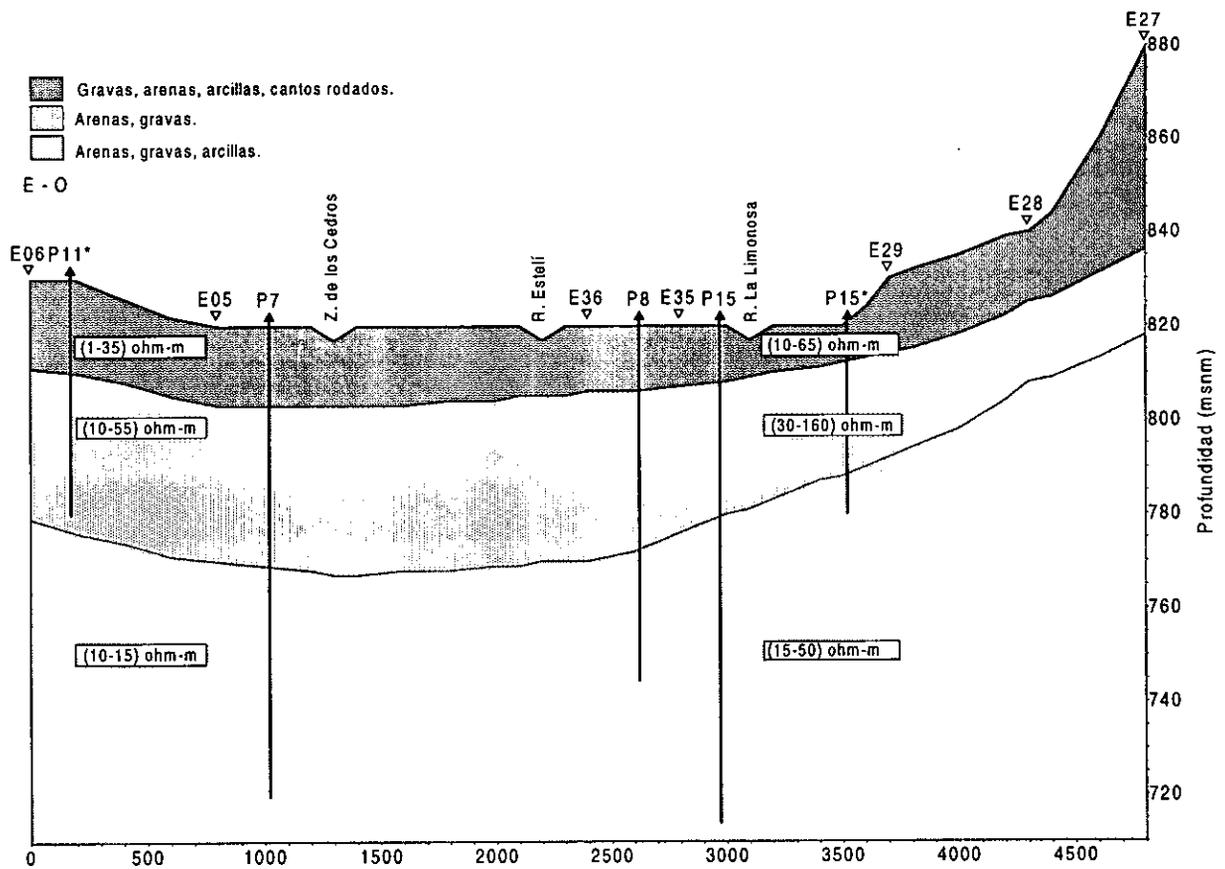
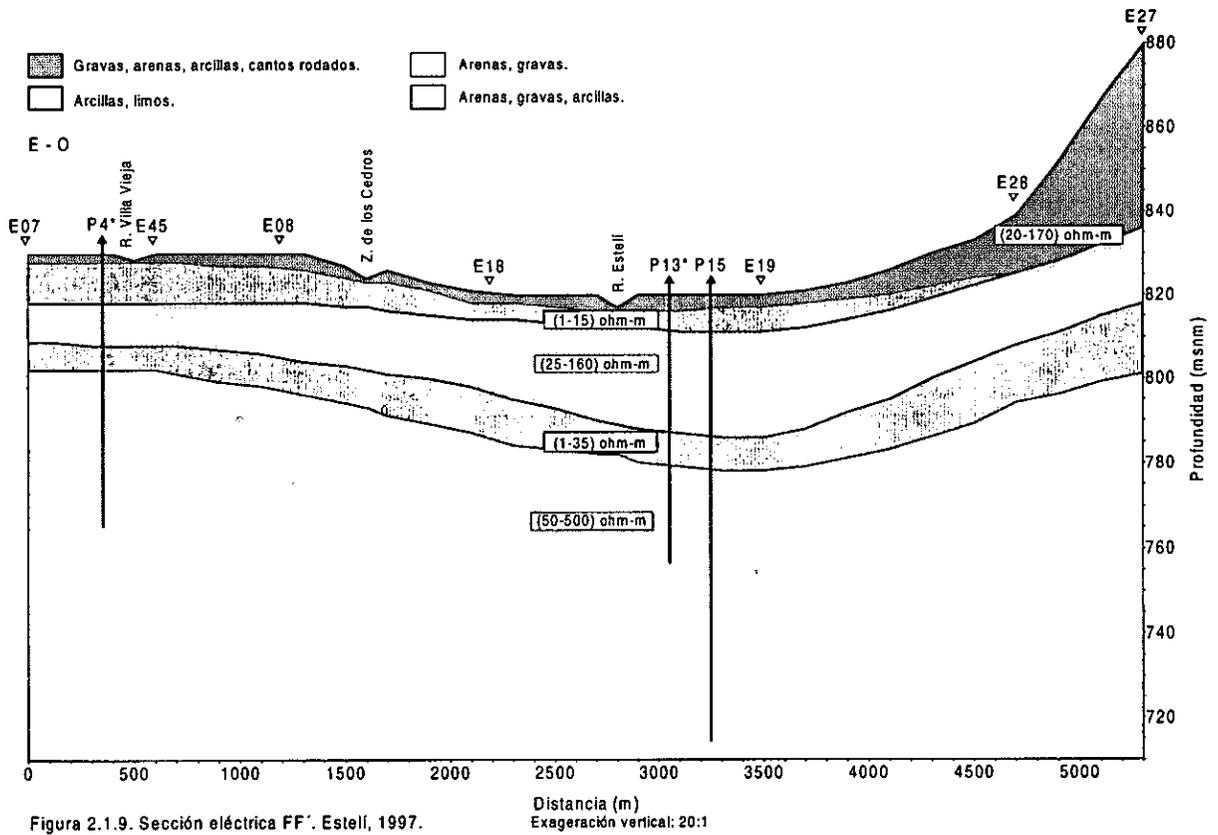


Figura 2.1.8. Sección eléctrica EE'. Estelí, 1997. Exageración vertical: 20:1

compuesta principalmente de arenas y gravas, con espesor máximo de 25 m. Sus resistividades oscilan entre 25 y 160 ohm-m y puede asociarse al acuífero principal. Está limitado en su inferiormente por un estrato probablemente arcilloso-limoso y gravas, con espesor máximo de 16 m y resistividades entre 1 y 35 ohm-m. La capa más profunda se extiende a lo largo de todo el perfil y se encuentra a profundidades máximas de 40 m en el centro del mismo. Está compuesto posiblemente por arenas, gravas, bolones y cantos rodados y que puede ser asociado con el acuífero menos permeable mencionado anteriormente.

La sección eléctrica GG' (Figura 2.1.10), de aproximadamente 4400 m de longitud se ubica en la parte más plana del valle. Se observa una capa superficial conductiva arcilloso-limoso con espesor máximo de 6 m y resistividades entre 1 y 15 ohm-m. Continúa un estrato con resistividades entre 10 y 100 ohm-m, con espesor máximo de 10 m, compuesto por arenas y



gravas fundamentalmente y que puede ser asociado con un acuífero somero. Está limitado inferiormente por una capa muy conductiva con características semejantes al primer estrato. Éste Posee espesores que oscilan entre 46 m en el Este y 5 m en el Oeste y resistividades entre 1 y 10 ohm-m. Continúa un estrato con un espesor máximo de 24 m y resistividades entre 20 y 230 ohm-m, compuesto posiblemente por arenas y gravas y que se asocia al acuífero principal. Puede encontrarse a profundidades variables de entre 46 m en el Este hasta de 9 m en el Oeste. Está presente en todo el perfil y limitado inferiormente por un estrato arcilloso-limoso, con espesores de hasta 16 m aproximadamente y que se extiende en forma de cuña desde el sondeo E20 hasta el sondeo E09. La capa más profunda, yace a profundidades máximas de 70 m, y constituye un estrato rocoso muy compacto con resistividades desde 525 a 6880 ohm-m.

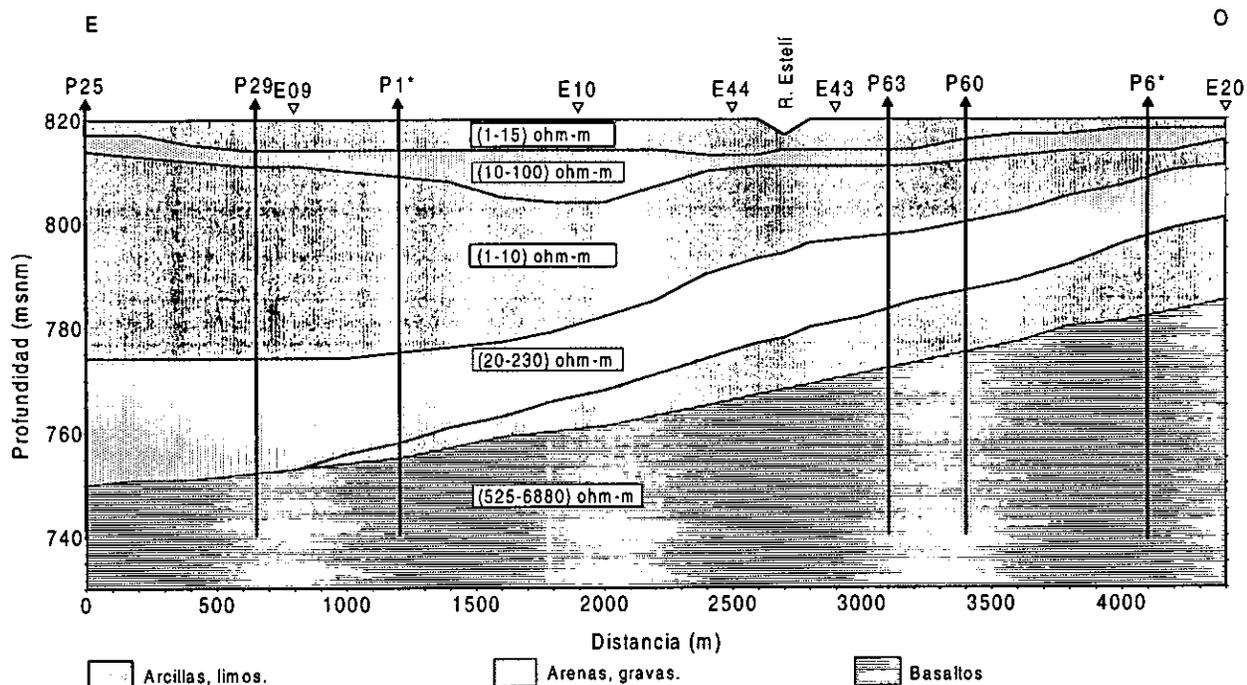


Figura 2.1.10. Sección eléctrica GG'. Estelí, 1997.

La **sección eléctrica HH'** (Figura 2.1.11), de 3000 m de longitud está ubicada en la zona plana del valle entre los poblados Paso León y Los Macuelizos. Se observa en la sección eléctrica una capa superficial arcillosa muy conductiva con resistividades entre 1 y 10 ohm-m y espesor máximo de 11 m. Inferiormente está limitada por un estrato que puede asociarse con el acuífero principal, con espesor máximo de 6m y compuesto posiblemente por arenas y gravas fundamentalmente con resistividades que varían entre 20 y 55 ohm-m. Está ubicado a profundidades comprendidas entre 5 y 11 m y limitado inferiormente por un estrato arcilloso conductivo de espesor constante del orden de los 31 m y resistividades de 1 a 15 ohm-m. Está presente en todo el perfil hasta profundidades aproximadas a los 40 m, profundidad a la cual se ubica un estrato importante de espesor no determinado y constituido posiblemente de arenas y gravas con resistividades entre 20 y 45 ohm-m que puede asociarse con un acuífero más profundo.

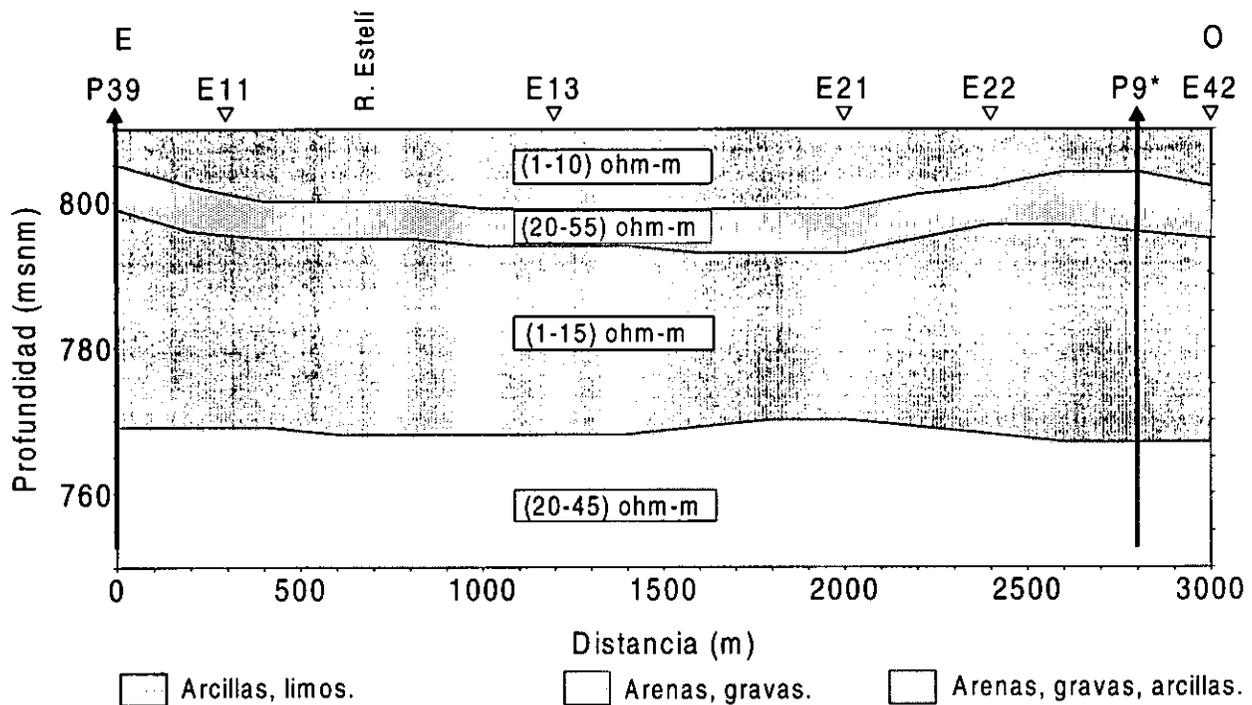
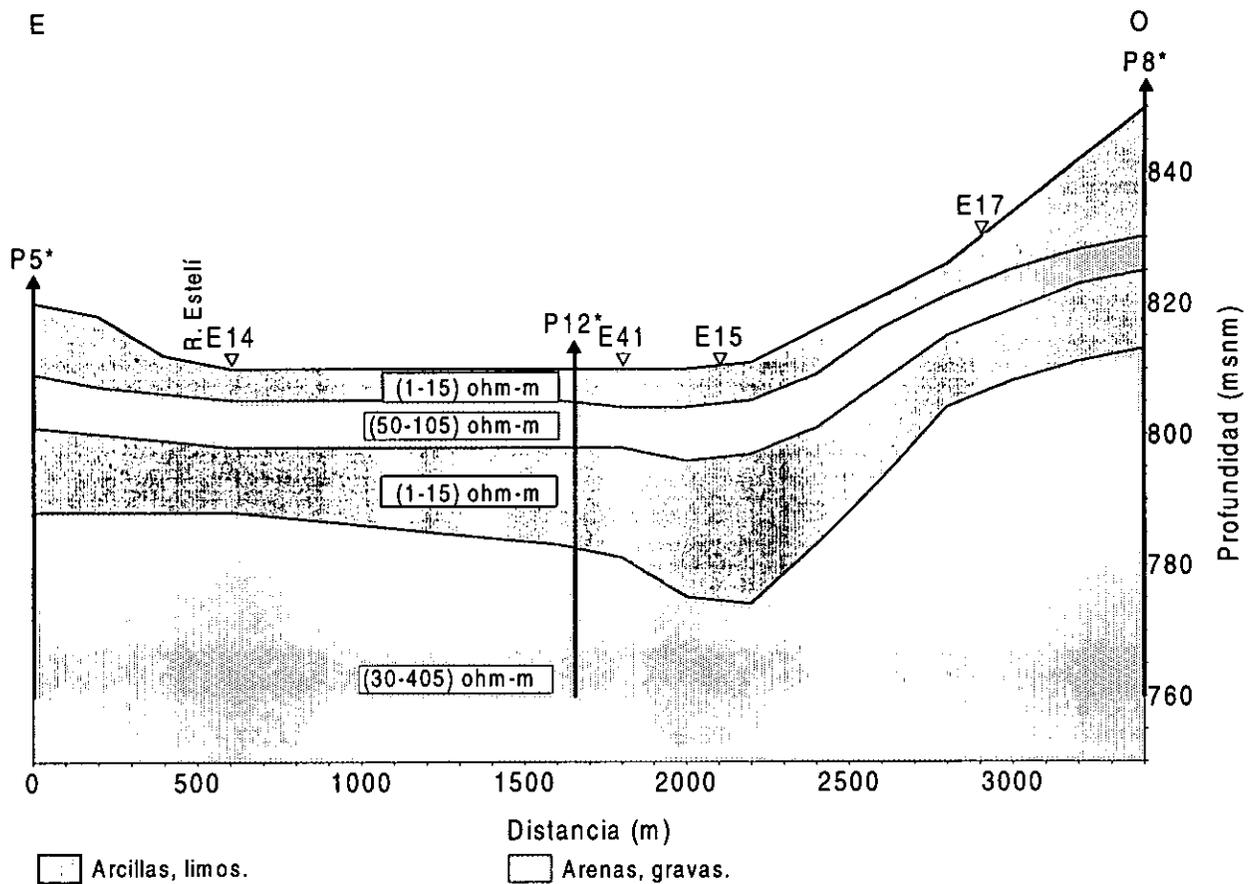


Figura 2.1.11. Sección eléctrica HH'. Estelí, 1997.

La **sección eléctrica II'** (Figura 2.1.12), de 3400 m de longitud aproximadamente está ubicada entre Los Cerritos y El Dorado. En ella se observa una capa arcillosa-limosa en la superficie con resistividades entre 1 y 15 ohm-m y espesor máximo de 6 m. Continúa un estrato compuesto posiblemente de arenas y gravas con resistividades entre 50 y 105 ohm-m y espesor máximo de 8 m que se asocia con el acuífero superficial observado en la sección anterior y que se encuentra a profundidades superiores a los 6 m. Está limitado inferiormente por un estrato conductivo de espesor considerable de alrededor de 22 m y con resistividades entre 2 y 15 ohm-m. El último estrato puede asociarse con un acuífero más profundo con resistividades entre 30 y 105 ohm-m y de espesor no determinado. Éste estrato se encuentra a profundidades cercanas a los 30 m y está compuesto probablemente de arenas y gravas.



Exageración vertical: 20:1

Figura 2.1.12. Sección eléctrica II'. Estelí, 1997.

## 2.2 Método magnético

### 2.2.1 Fundamentos teóricos

El propósito de un estudio magnético en la zona del valle es el de investigar la geología subterránea en base a anomalías del campo magnético que resultan de las propiedades magnéticas de las rocas en el subsuelo. Sin embargo, muchos minerales presentes en las rocas no son magnéticos pero ciertos tipos de rocas contienen cantidades significativas de minerales magnéticos tal que pueden producir anomalías magnéticas significativas. Las investigaciones magnéticas se aplican ampliamente tanto a pequeña escala en ingeniería e investigaciones arqueológicas para detectar objetos metálicos enterrados, como a gran escala en la investigación y mapeo de estructuras geológicas regionales. El método magnético, por su rapidez, productividad y bajo costo en su ejecución, es uno de los métodos geofísicos más empleado en geociencias. En regiones extensas cubiertas con material sedimentario de cierto espesor pueden descubrirse formas estructurales si en la secuencia sedimentaria están presentes horizontes magnéticos tales como areniscas ferruginosas, esquistos o flujos de lava. En ausencia de sedimentos magnéticos, los datos obtenidos de investigaciones magnéticas proveen información acerca de la naturaleza y forma del basamento cristalino.

Las anomalías magnéticas causadas por rocas son efectos localizados superpuestos al campo magnético normal de la Tierra. El campo geomagnético terrestre, geoméricamente es más complejo que el gravitatorio ya que presenta variaciones irregulares en magnitud y orientación con la latitud, longitud y el tiempo. En algún punto de la superficie terrestre una aguja magnética suspendida libremente, asume una posición en la dirección del campo geomagnético formando ángulos con respecto al norte geográfico lo cual define el **vector de campo total**  $\vec{B}$ . A la componente vertical se le llama  $\vec{Z}$  y a la componente horizontal  $\vec{H}$ , la cual está en la dirección del Norte magnético. El ángulo que  $\vec{B}$  forma con la vertical es la **inclinación**  $I$  del campo magnético y el ángulo horizontal entre el Norte magnético y el geográfico es la **declinación**  $D$ .  $\vec{B}$  varía en magnitud desde aproximadamente 25,000 nT en las regiones ecuatoriales hasta 70,000 nT en los polos. En el Hemisferio Norte el vector de campo magnético apunta hacia el Sur y es vertical en el Polo Norte magnético. En el Hemisferio Sur  $\vec{B}$  apunta

hacia el Norte. La línea de inclinación cero está aproximadamente en el ecuador geográfico la cual se conoce como Ecuador magnético.

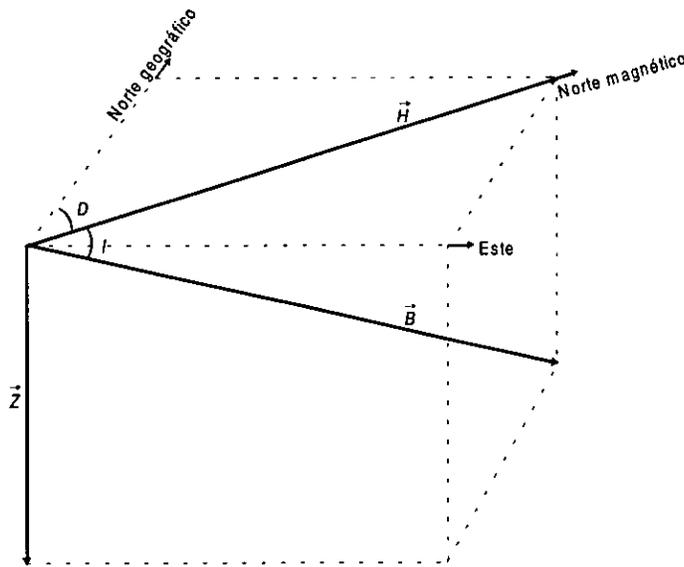


Figura 2.2.1. Elementos del campo geomagnético.

Los efectos magnéticos de origen externo causan variaciones en el campo geomagnético produciendo de esta manera las llamadas **variaciones diurnas**. En condiciones normales las variaciones diurnas son pequeñas y regulares y tienen una amplitud que oscila entre 20 y 80 nT, tendiendo a aumentar en las regiones polares. Tal variación resulta del campo magnético inducido debido al flujo de partículas cargadas en la ionosfera y dirigidas hacia los polos magnéticos. Los patrones de circulación de partículas cargadas y las variaciones diurnas varían prácticamente semejantes a los efectos gravimétricos de marea provocados por la posición de la Luna alrededor de la Tierra.

Sin embargo, algunos días se caracterizan por variaciones diurnas irregulares con amplitudes que alcanzan los 1000 nT y que se conocen como tormentas magnéticas. Tales días se asocian usualmente con intensa actividad solar y resultan del arribo a la ionosfera de partículas cargadas provenientes del Sol. Durante la ocurrencia de tormentas magnéticas es recomendable suspender las actividades de investigaciones magnéticas debido a la imposibilidad de corregir los datos obtenidos por causa de las altas amplitudes y los cambios rápidos en el campo geomagnético.

Todas las anomalías causadas por rocas son superpuestas al campo geomagnético de la misma manera como las anomalías gravimétricas se superponen al campo gravitacional terrestre, solo que en el caso magnético es más complejo, ya que el campo geomagnético varía no solo en amplitud sino también en dirección, a diferencia del campo gravitacional que en principio es vertical en cualquier lugar. Describiendo el campo geomagnético normal a través de diagramas de vectores, los elementos geomagnéticos se relacionan mediante

$$B^2 = H^2 + Z^2 \quad (2.2.1)$$

Una anomalía magnética superpuesta al campo terrestre causa un cambio  $\Delta\vec{B}$  en el vector de campo total  $\vec{B}$ . La anomalía tiene una componente vertical  $\Delta\vec{Z}$  y una componente horizontal  $\Delta\vec{H}$  que forma un ángulo  $\alpha$  con  $\vec{H}$ . Solamente la parte de  $\Delta\vec{H}$  en la dirección de  $\vec{H}$ , llamada  $\Delta\vec{H}'$  puede contribuir a la anomalía, su magnitud está dada por:

$$\Delta\vec{H}' = \Delta\vec{H} \cos\alpha \quad (2.2.2)$$

Usando un diagrama de vectores se tiene que

$$(\vec{B} + \Delta\vec{B})^2 = (\vec{H} + \Delta\vec{H}')^2 + (\vec{Z} + \Delta\vec{Z})^2 \quad (2.2.3)$$

Desarrollando esta ecuación y despreciando los términos  $\Delta^2$ , se tiene que la ecuación (2.2.1) se reduce a

$$\Delta\vec{B} = \Delta\vec{Z} \left( \frac{\vec{Z}}{\vec{B}} \right) + \Delta\vec{H}' \left( \frac{\vec{H}}{\vec{B}} \right) \quad (2.2.4)$$

Sustituyendo en la ecuación (2.2.2) se obtiene

$$\Delta\vec{B} = \Delta\vec{Z} \sin I + \Delta\vec{H} \cos I \cos\alpha \quad (2.2.5)$$

donde  $I$  es la inclinación del campo geomagnético.

Esta aproximación puede usarse para calcular la anomalía magnética causada por un pequeño polo magnético aislado de magnitud  $m$ , definido como el efecto que produce sobre un polo unitario positivo ubicado en el punto de observación. El polo está situado a una profundidad  $z$ , a una distancia horizontal  $x$  y a una distancia radial  $r$  del punto de observación. La anomalía magnética  $\Delta\vec{B}_r$ , a lo largo de la línea que une a los dos polos magnéticos se obtiene en términos de la fuerza (Kearey y Brooks, 1984)

$$\vec{F} = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi r^2} \quad (2.2.6a)$$

que se ejerce entre estos como

$$\Delta B_r = \frac{Cm}{r^2} \quad (2.2.6b)$$

donde  $C = \frac{\mu_0}{4\pi}$ .

Si se asume que un perfil se ubica en la dirección del norte magnético de tal manera que la componente horizontal de la anomalía esté en esa misma dirección, las componentes horizontal ( $\Delta\vec{H}$ ) y vertical ( $\Delta\vec{Z}$ ) de ésta están dadas por:

$$\Delta H = \frac{Cm}{r^2} \cos\theta = \frac{Cmx}{r^3} \quad (2.2.7)$$

$$\Delta Z = \frac{-Cm}{r^2} \text{sen}\theta = \frac{-Cmz}{r^3} \quad (2.2.8)$$

La anomalía del campo vertical es negativa mientras que la anomalía del campo horizontal puede ser negativa o positiva. La anomalía del campo total  $\Delta\bar{B}$  se obtiene sustituyendo las expresiones en (2.2.7) y (2.2.8) en la ecuación (2.2.5) con  $\alpha = 0$ . Si el perfil no está en la dirección del norte magnético,  $\alpha$  representa el ángulo entre el Norte magnético y la dirección del perfil.

### 2.2.2 Aspectos prácticos del trabajo de campo

Previo a la interpretación de datos magnéticos se hace necesaria la reducción de los datos magnéticos para eliminar de estos los efectos producidos por la variación diurna. Puede emplearse un método similar al gravimétrico para el monitoreo de la deriva instrumental. En este caso, se toman lecturas periódicamente durante la duración del levantamiento en un punto base fijo. Entonces, las diferencias observadas con respecto al punto base se distribuyen proporcionalmente a las lecturas obtenidas sobre las estaciones de medición tomando en cuenta la hora de la observación. Los magnetómetros no presentan deriva, por lo tanto las lecturas de la base se toman solamente para corregir las variaciones temporales en las medidas de campo. Este procedimiento no es práctico en investigaciones marinas o aéreas debido a que es necesario regresar periódicamente a la estación base. Este problema se resuelve utilizando un magnetómetro base que registre continuamente las variaciones del campo magnético en un punto fijo dentro del área a ser investigada. Cuando la investigación es regional pueden usarse los registros de los observatorios magnéticos los cuales registran continuamente los cambios de todos los elementos geomagnéticos. Sin embargo, las variaciones diurnas difieren muy marcadamente de lugar a lugar, así que es recomendable hacer uso de un observatorio distante no más de 100 km del área de estudio.

Para el presente estudio se realizaron mediciones de campo magnético total sobre dos perfiles en dirección Este-Oeste aproximadamente, incluyendo las áreas topográficamente altas en donde afloran las rocas que se suponen son del mismo tipo que las del basamento del valle. Las estaciones magnéticas se encuentran distribuidas a intervalos de 40 metros a lo largo de los perfiles. El perfil magnético 1, de 8760 metros de longitud se ubica un kilómetro al Norte de la

ciudad de Estelí y se extiende entre las coordenadas 86.3144°, 13.1130° y 86.3921°, 13.1144° (entre San Pedro y La Montañita). El perfil 2, de 7080 metros de longitud, se encuentra 2 km al norte del primero y se extiende entre las coordenadas 86.3222°, 13.1296° y 86.3912°, 13.1449° (entre Isidrillo y Los Macuelizos). La Figura 2.2.2 muestra la localización de los perfiles magnéticos y su extensión aproximada.

Para el levantamiento magnetométrico se utilizó un magnetómetro automático provisto de memoria, modelo G-856A marca Geometrics para medir la intensidad del campo magnético total terrestre, una cinta métrica de 50 metros de longitud, un GPS para ubicar espacialmente los puntos de medición y una brújula.

### **2.2.3 Procesamiento y modelado 2D**

Para el modelado de los datos magnéticos es necesario aplicarles la corrección por variación diurna del campo magnético. En el trabajo de campo se escogieron sobre ambos perfiles una serie de puntos de medición a los cuales se regresaba cada hora aproximadamente a repetir la medición con el objeto de observar la variación de las lecturas en cada punto base y distribuir proporcionalmente esta variación entre las mediciones hechas en este lapso de tiempo. En el proceso de corrección fue preciso antes que nada eliminar aquellas lecturas tomadas cerca de fuentes perturbadoras del campo magnético tales como cables de alta tensión, cercas metálicas, etc. Para el mismo efecto, a los datos corregidos por variación diurna se les sustrajo el valor del campo magnético (obtenido a través del programa IGRF95) correspondiente a la zona con el fin de hacer la inversión con las diferencias entre los campos magnéticos medidos y el dado por el IGRF95.

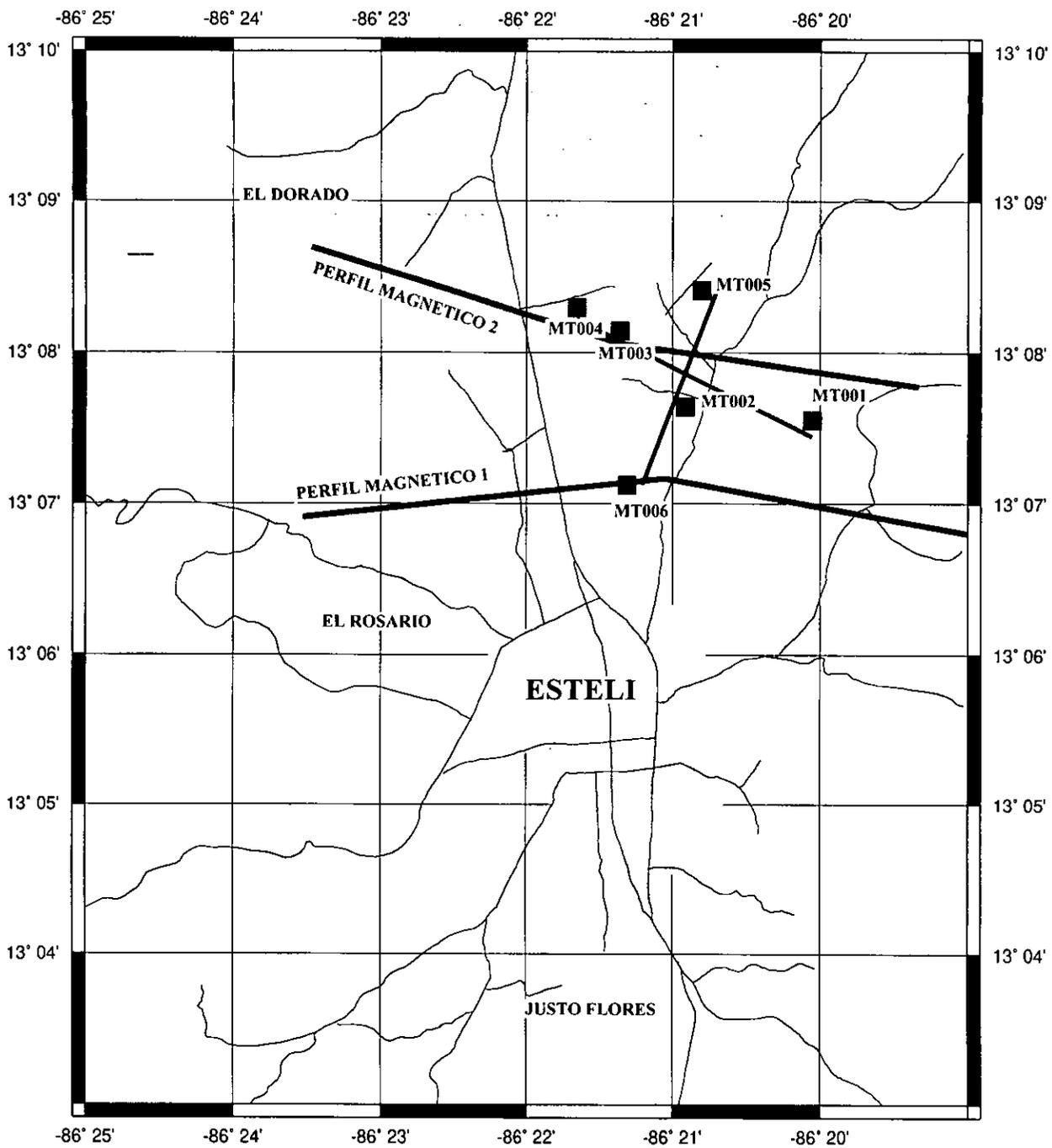


Figura 2.2.2. Mapa de localización de perfiles magnéticos y sondeos MT.

### 2.2.3.1 Análisis espectral

Spector y Grant (1970) desarrollaron el Método de Factorización Espectral (SMF) para la interpretación de datos aeromagnéticos. Mostraron la posibilidad de calcular el promedio de profundidad al techo y al piso de cuerpos fuentes de anomalías magnéticas. Este método, basado en los trabajos de Bhattacharyya (1966), sugiere que la anomalía magnética producida por un prisma rectangular tridimensional en el dominio del número de onda puede ser expresado como un producto de factores geométricos y magnéticos, tal como profundidad ( $h$ ), espesor ( $t$ ), ancho ( $a$ ) y longitud ( $b$ ). Spector y Grant (1970) extendieron esta investigación a un conjunto de cuerpos prismáticos. Usaron una aproximación estadística para estimar rangos de profundidades a las interfaces rocosas para frecuencias altas y bajas respectivamente. Los autores asumen que cada prisma está uniformemente magnetizado y ubicado aleatoriamente, tal que en conjunto se caracteriza por una distribución de frecuencias en términos de su geometría. Conociendo el espectro de energía, puede proponerse una función de densidad de energía  $\langle E \rangle$  como la suma de los espectros  $E$  del conjunto, es decir

$$\langle E \rangle = \int \dots \int E \cdot \Phi(a, b, t, h, I, D, k) dv \quad (2.2.9)$$

donde  $k$  es el número de onda,  $D$  e  $I$  son los ángulos de declinación e inclinación del momento magnético  $\vec{M}$  y  $\Phi$  es la distribución de frecuencias de los factores geométricos  $a$ ,  $b$ ,  $t$  y  $h$ . Se supone que cada uno de estos parámetros varía independientemente, así que  $\Phi(a, b, \dots) = \Phi(a) \cdot \Phi(b) \dots \Phi(h)$ . Desafortunadamente, no hay manera de conocer a priori tal distribución de energía, pero los parámetros están distribuidos estadísticamente en un intervalo dado. Es decir

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 k^{-2} \langle e^{-2rh} \rangle \cdot \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \cdot \langle S^2(r, \theta) \rangle \quad (2.2.10)$$

donde  $\langle e^{-2rh} \rangle$  está asociado a la profundidad del conjunto de cuerpos prismáticos,  $\langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle$

está relacionado con el espesor del mismo y  $\langle S^2(r, \theta) \rangle$  está asociado al tamaño del conjunto. Si se calcula el espectro radial de potencia, los términos con  $\theta$  pueden eliminarse y la expresión (2.2.10) puede escribirse como

$$\langle E(r) \rangle = 4\pi^2 k^{-2} \langle e^{-2rh} \rangle \cdot \langle (1 - e^{-ir})^2 \rangle \cdot \langle S^2(r) \rangle \quad (2.2.11)$$

donde  $S(r)$  es el factor de tamaño horizontal  $\langle E(r) \rangle$  es el espectro radialmente promediado y depende de las funciones que describen la distribución de profundidades, espesores, y ancho en el conjunto. Gupta y Ramani (1980) y García-Abdeslem (1981) mostraron que la principal contribución en (2.2.11) es debida al primer factor de la derecha y que

$$\langle H(r) \rangle = \langle e^{-2rh} \rangle = e^{-2hr} \frac{\text{sen}[h(2r\Delta h)]}{4r\Delta h} \quad (2.2.12)$$

Si  $\Delta h$  es el conjunto de valores menores que  $0.5\bar{h}$ , donde  $\bar{h}$  es la profundidad promedio del conjunto, y si  $r$  es menor que  $1/h$ , entonces (2.2.12) se reduce a (García-Abdeslem 1991),

$$\langle e^{-2\bar{h}r} \rangle = e^{-2\bar{h}r} \quad (2.2.13)$$

El logaritmo de (2.2.13) produce la pendiente de una línea recta cuyo valor es  $-2\bar{h}$ . El segundo factor del lado derecho en (2.2.11) introduce un pico en el espectro de potencia. La posición del número de onda se desplaza hacia abajo con el incremento de  $t$  (Spector y Grant 1970). Finalmente, el último término produce un suavizamiento en el espectro en la región de número de onda de las altas frecuencias, comenzando eventualmente con una línea recta de pendiente cero.

El espectro de potencias de un caso bidimensional puede representarse como un caso unidimensional, promediando las amplitudes de  $\langle E(r) \rangle$  sobre círculos concéntricos (Mishra y Naidu 1974). La Figura 2.2.3 describe el espectro de energía para un conjunto de 219 estaciones

a lo largo del perfil magnético 1 (Figura 2.2.2) graficado como una función del número de onda radial  $(u^2 + v^2)^{1/2}$ . Las pendientes correspondientes de las líneas rectas trazadas son proporcionales a la profundidad del techo de la fuente magnética. Esta estimación de profundidades puede usarse para moldear la geometría de modelos magnéticos, sin embargo, hay que tener en mente que solo son estimaciones estadísticas, asumiendo conjuntos de prismas enterrados y uniformemente magnetizados.

Por otro lado, Gupta y Ramani (1980), comentaron sobre el hecho que la selección de las pendientes mencionadas es un proceso ambiguo, en el sentido que el procedimiento no es único y el método depende del grado de dispersión del número de onda en el espectro. Adicionalmente, Chávez y otros (1995) hacen notar que el error se incrementa en el dominio del número de onda correspondiente a las altas frecuencias.

No obstante, el carácter aproximado de ésta técnica y la ambigüedad del ajuste, particularmente con datos ruidosos, los resultados que arrojan se pueden utilizar como punto de partida para un modelado más detallado, como más adelante se explica.

Para calcular la profundidad a la interface entre bloques rocosos en el Valle de Estelí se utilizó el espectro radial de potencias del campo magnético en el dominio de frecuencias en un perfil de 8760 m de longitud (Perfil magnético 1). Para este propósito se utilizó el programa Espectro, diseñado por Herrera (1998). La Figura 2.2.3 muestra el ajuste de dos rectas con pendientes  $m_1$  y  $m_2$  respectivamente, obtenidas a través de una regresión lineal, correspondientes a dos series de datos de la componente radial del espectro de potencias. La profundidad  $h$  está relacionada con la pendiente  $m$  de la recta ajustada a un conjunto de datos según la expresión  $h = (m / 2)(1 / 2\pi)$ . Los valores de las pendientes resultan ser  $m_1 = -33.8664$  y  $m_2 = -3.4142$  con coeficientes de error  $R^2$  de 0.94 y 0.98 respectivamente y las profundidades correspondientes  $h_1 = 2700$  m y  $h_2 = 270$  m. Estas profundidades corresponden a frecuencias debidas a cuerpos profundos y someros respectivamente. El programa Espectro utiliza la ventana espectral de Taper para suavizar una secuencia de datos tal que al primero y último punto los aproxima al valor medio de la serie, que usualmente es cero, ya que estos pueden ocasionar una discontinuidad en la serie. También aplica la ventana de Hanning cuya función consiste en

truncar las ondas cosenoidales (Kanasewich, 1973). Posteriormente aplica la transformada de Fourier para obtener consecuentemente el espectro radial de potencias.

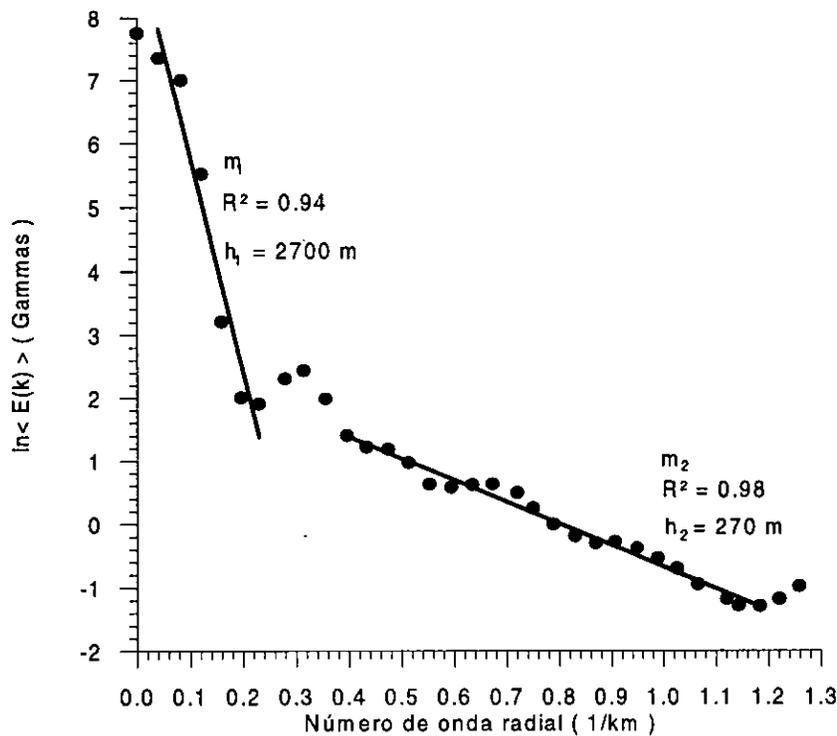


Figura 2.2.3. Espectro de potencias de Fourier de los datos magnéticos como función del número de onda.

### 2.2.3.2 Modelación 2D

En exploración geofísica es común que la dirección de los perfiles magnéticos corten de forma perpendicular las estructuras sugeridas por la geología de la región. Esto se hace con el objeto de obtener el mayor contraste posible en la respuesta magnética y poder ubicar espacialmente con mayor precisión en donde ocurren las principales discontinuidades geológicas. El corte perpendicular de estructuras elongadas como el caso del graben que forma el valle de Estelí, permite a su vez utilizar algoritmos bidimensionales para modelarla. En un algoritmo bidimensional se considera que una de las direcciones del cuerpo anómalo es infinita, lo cual no es solo una buena aproximación sino que los cálculos se simplifican considerablemente.

Para este propósito es necesario encontrar una expresión para estimar la atracción de un prisma semi-infinito bidimensional. El uso de un prisma con sección transversal en forma de polígono irregular es un artificio adecuado para obtener la anomalía magnética causada por cuerpos bidimensionales. Pudiera ser arbitrario aproximar una sección transversal irregular de algún cuerpo bidimensional por un polígono, sin embargo, éste método puede emplearse para obtener con facilidad la anomalía causada por tales cuerpos.

La inversión bidimensional de los datos magnéticos obtenidos para el presente trabajo se realizó utilizando el programa GM2D, el cual se basa en el algoritmo de Talwani-heirtzler (1964) y que se esboza a continuación.

Considérese la anomalía causada por un prisma KLMN semi-infinito y bidimensional (Figura 2.2.4 (b), el cual se extiende al infinito en la dirección positiva del eje X y a ambos lados del eje Y. Se deriva la anomalía del campo magnético en el origen causada por este prisma. Si se considera la anomalía causada por una varilla de sección ABCD (Figuras 2.2.4.(a), (b)) cuya intensidad de magnetización es  $\vec{J}$  y su momento magnético  $\vec{m} = \Delta x \Delta y \Delta z$ , entonces el potencial magnético que produce en el origen está dado por (Talwani-Heirtzler, 1964 )

$$\Omega = 2\Delta x \Delta z \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2} \quad (2.2.14)$$

donde  $J_x = J \cos I \cos(C - \beta)$  y  $J_z = J \sin I$

Si se quiere evaluar la intensidad anómala  $\Delta B$ , entonces, para anomalías pequeñas respecto al campo total  $\vec{B}$ ,  $\Delta B$  es la suma de las proyecciones de  $\vec{H}$  y  $\vec{Z}$  en la dirección de  $\vec{B}$ , es decir,

$$\Delta B = Z \sin I + H \cos(C - \beta) \quad (2.2.15)$$

donde  $\beta$  es el ángulo de la proyección horizontal del vector intensidad de magnetización  $\vec{J}$  y C es el ángulo positivo entre el norte geográfico y el eje X, ambos medidos en sentido horario y las

componentes  $Z$  y  $H$  tienen la forma (Talwani-Heirtzler, 1964 )

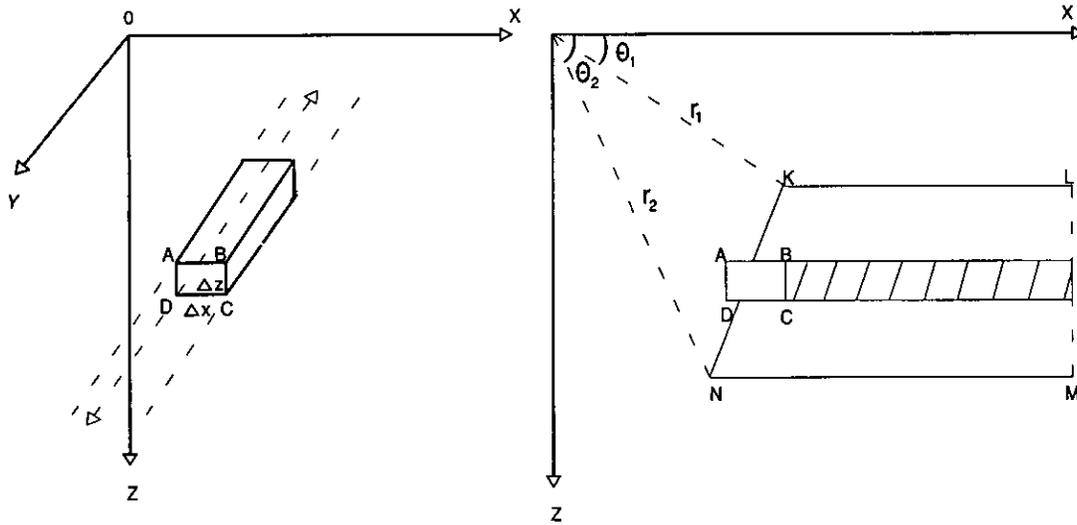


Figura 2.2.4. Modelo prismático de Talwani-Heirtzler (1964).

$$Z = 2(J_x Q - J_z P), \quad H = 2(J_x P + J_z Q) \quad (2.2.16)$$

con

$$P = \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

y

$$Q = \frac{z_{21} x_{12}}{z_{21}^2 - x_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) - \frac{z_{21}^2}{z_{21}^2 + x_{12}^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

Aquí  $x_{12} = x_1 - x_2$  es la longitud horizontal del segmento entre dos vértices determinados por  $r_1$  y  $r_2$ ,  $z_{21} = z_2 - z_1$  es la distancia vertical del segmento entre dos vértices determinados por  $r_1$  y  $r_2$ ,  $r_1 = (x_1^2 + z_1^2)^{1/2}$  y  $r_2 = (x_2^2 + z_2^2)^{1/2}$ ,  $r$  es la distancia desde el origen de coordenadas a un vértice del polígono y  $\theta$  es el ángulo (convencionalmente positivo hacia abajo) entre el eje X y  $r$ . Si se procede en sentido horario, para cada segmento en las expresiones anteriores los subíndices 1 y 2 indican esquinas sucesivas en cada caso. El perfil magnético se calcula moviendo el origen sucesivamente para varios puntos a lo largo del eje X utilizando la ecuación (2.2.15).

## 2.2.4 Resultados

Para el modelado 2D de los perfiles magnéticos se tomaron como parámetros de entrada las profundidades calculadas a partir del espectro de potencias. Así mismo se midió en el laboratorio la susceptibilidad magnética de un conjunto de 12 muestras colectadas en afloramientos de zonas aledañas al valle (Tabla 2.2.2). Se utilizó el valor promedio de 0.04 SI

Tabla 2.2.2. Valores de susceptibilidades magnéticas para muestras de rocas en zonas aledañas al Valle de Estelí.

Muestra No.	Coordenadas		Altura (msnm)	Susceptibilidad magnética (SI) x 10 <sup>6</sup>
	Norte	Oeste		
E01	13°05'50.1"	86°19'51.6"	907	36160
E01'	13°05'57.2"	86°19'54.4"	907	11630
E02	13°06'24.5"	86°19'55.5"	900	34720
E04	13°10'40.6"	86°15'16.8"	971	21220
E05	13°10'05.1"	86°18'03.8"	1120	34820
E06	13°09'13.6"	86°18'56.5"	1228	28040
E07	13°06'46.4"	86°25'38.6"	1611	78300
E08	13°06'35.7"	86°25'22.4"	1516	130500
E09	13°13'33.4"	86°24'30.8"	952	41100
E10	13°09'31.1"	86°24'20"	836	8575
E11	13°09'04"	86°24'35.7"	970	30020
E12	13°09'21.2"	86°19'27.5"	815	9495

para la susceptibilidad, que corresponde posiblemente a rocas Terciarias del grupo Coyol Inferior, para modelar el basamento cristalino. Al bloque intermedio, que corresponde a rocas cuaternarias del mismo grupo y al bloque superficial, que corresponde prácticamente al relleno de depósitos aluviales y coluviales, se les asignaron las susceptibilidades magnéticas de 0.02 SI y 0.005 SI respectivamente a partir de valores sugeridos en la literatura para este tipo de rocas.

Las figuras 2.2.5 y 2.2.7 muestran el ajuste del modelo a los datos de campo para los perfiles 1 y 2 respectivamente. El ajuste se hizo con el programa libre denominado **GM2D**, que utiliza el algoritmo de Talwani-Heirtzler (1964), esbozado anteriormente. Las Figuras 2.2.6 y

2.2.8 muestran los modelos poligonales que mejor ajustan a cada uno de los perfiles magnéticos.

Para el modelado bidimensional se corrigieron los datos magnéticos por variación diurna y posteriormente se les sustrajo el valor del campo magnético total que corresponde al Valle de Estelí para el mes de Septiembre de 1997 y que fue calculado con el modelo IGRF95. Los diferentes parámetros magnéticos para la zona de estudio se muestran en la Tabla 2.2.1.

Tabla 2.2.1. Valores de los elementos del campo magnético.

Modelo: IGRF95  
 Año: 1997 Mes: 9 Día: 3  
 Elevación: 0.82 km  
 Latitud: 13°07'12''  
 Longitud: -86°09'00''

D	I	H	X	Y	Z	B
( grados )	( grados )	( nT )	( nT )	( nT )	( nT )	( nT )
01°27.6'	41°58.5'	28635	28625	730	25760	38516
dD	dI	dH	dX	dY	dZ	dB
( min/año )	( min/año )	( nT/año )				
-7.5	0.6	-45.2	-43.7	-63.3	-32.1	-55.1

Para el perfil San Pedro-La Montañita o Perfil 1 (Figura 2.2.6), el estrato magnético más profundo presenta un relieve un tanto irregular, con un buzamiento hacia el Oeste, alcanzando una profundidad máxima de alrededor de 2800 m desde la superficie del valle, entre los 5000 y 6000 m de distancia. El relieve asciende rápidamente hacia el Oeste hasta profundidades de alrededor de 600 m al final del perfil.

El espesor del estrato superficial varía entre 100 y 250 m según este modelo, que es consistente con los resultados obtenidos del análisis espectral. Es aquí donde están ubicados prácticamente los estratos permeables considerados como acuíferos.

Para el perfil Isidrillo-Los Macuelizos o Perfil 2 (Figura 2.2.8), la unidad más profunda presenta un relieve abrupto hacia el Este con profundidades desde la superficie que varían de 200 m hasta aproximadamente 3700 m. Esta última, en la parte central del perfil y entre los 3000 y 5000 m de distancia. Alcanza una profundidad de 1700 m en el extremo Oeste del perfil.

El espesor de la unidad más superficial es muy variable, pues va desde unos cuantos metros al Este del perfil, hasta 900 m en la parte más profunda. Es en esta unidad en donde están ubicados prácticamente todos los estratos permeables considerados como acuíferos y los más importantes desde el punto de vista de producción.

La interpretación en términos de estructura geológica de ambos perfiles se discuten con más detalle en el Capítulo 4.

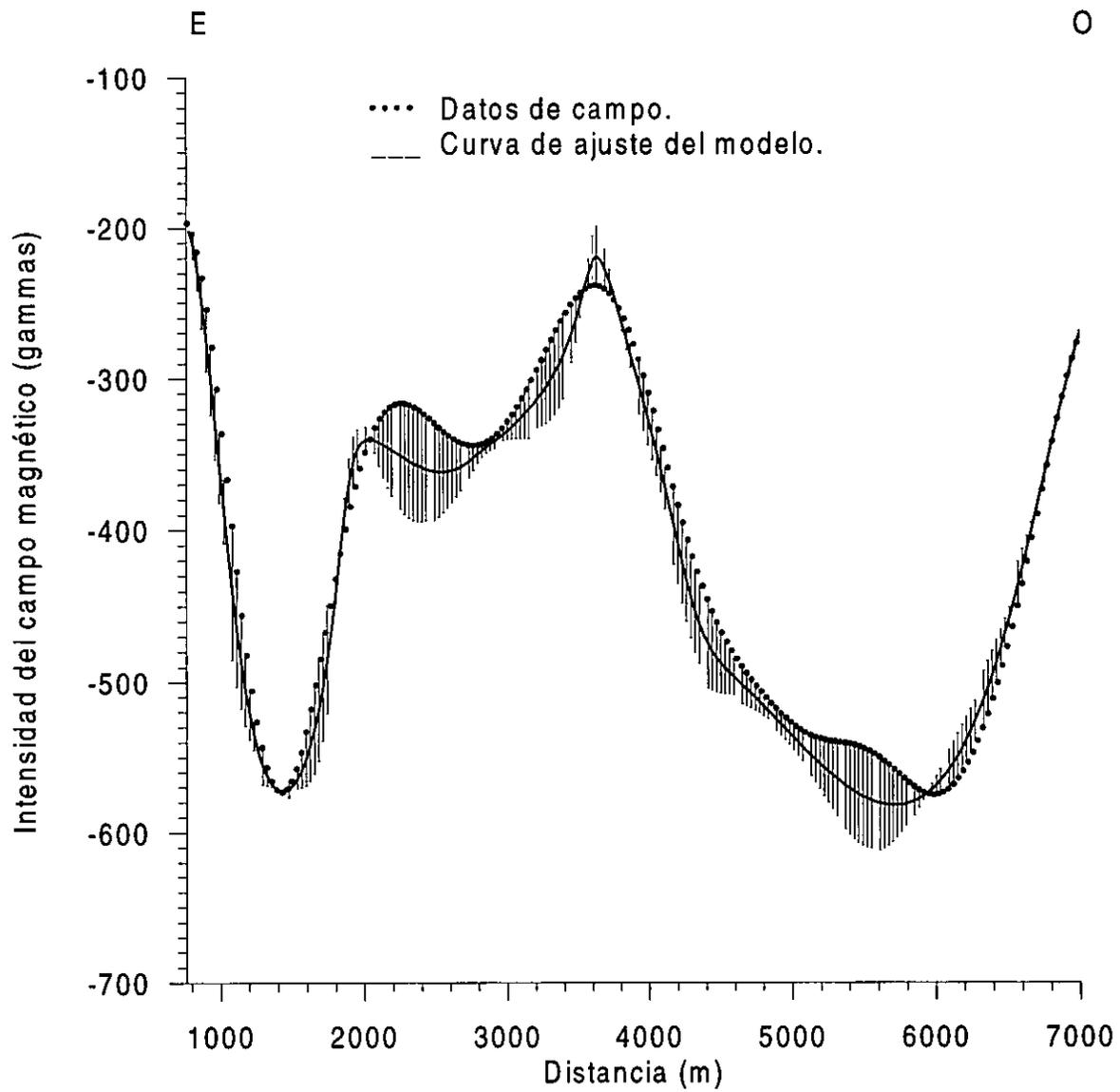


Figura 2.2.5. Curva de ajuste mediante inversión 2D a los datos de campo del perfil San Pedro-La Montañita. Máxima desviación estándar = 90 gammas.

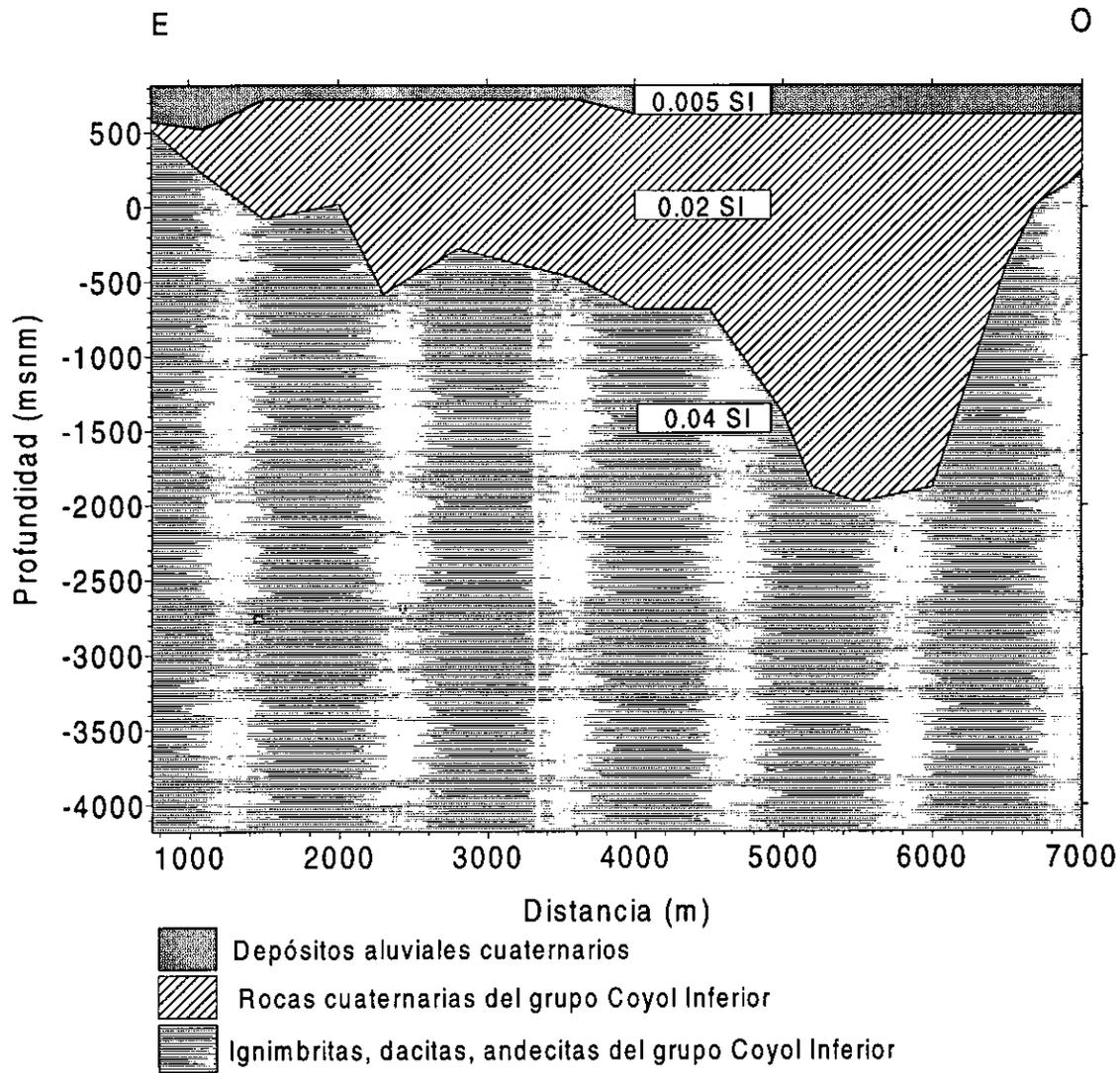


Figura 2.2.6. Sección magnética San Pedro-La Montañita. Los recuadros muestran la susceptibilidad magnética utilizada para el modelado 2D.

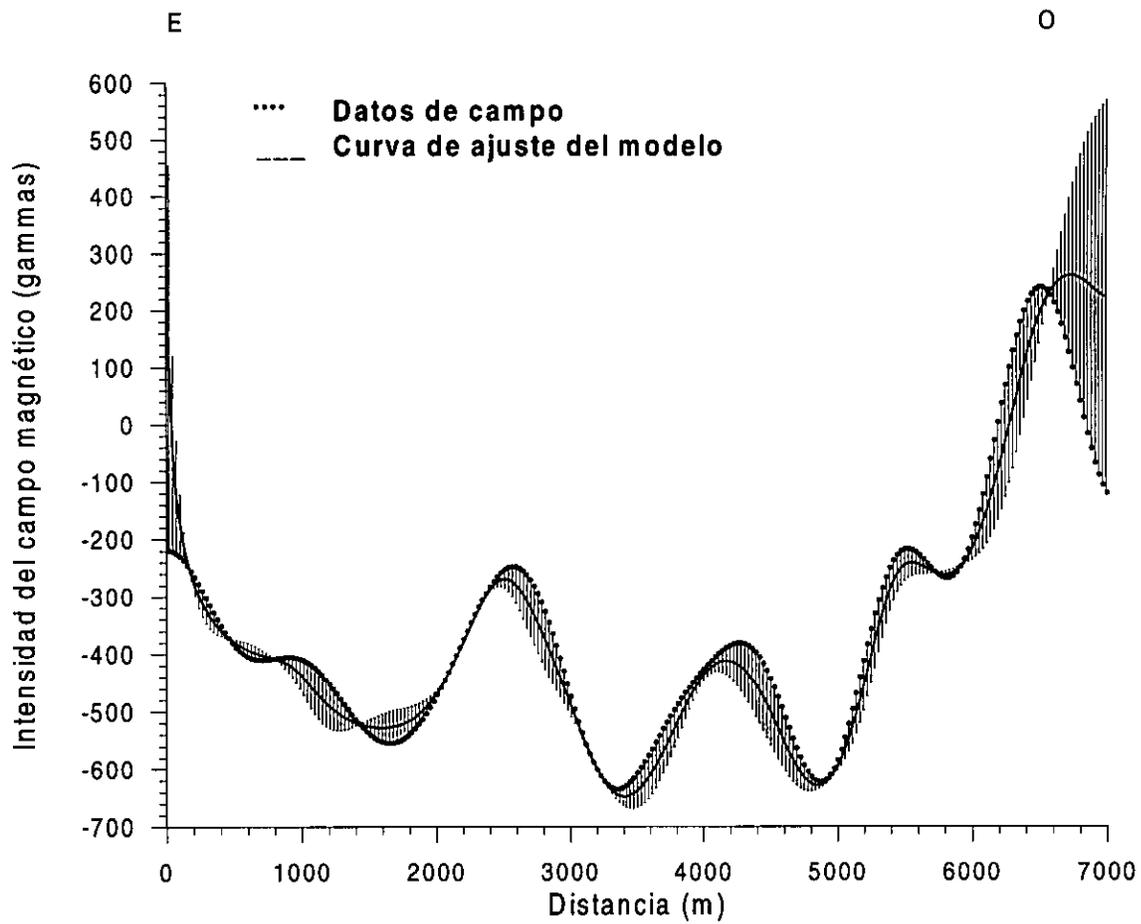


Figura 2.2.7. Curva de ajuste mediante inversión 2D a los datos de campo del perfil Isidriillo-Los Macuelizos. La desviación estándar máxima observada (sin considerar los extremos de la curva) es de 80 gammas aproximadamente.

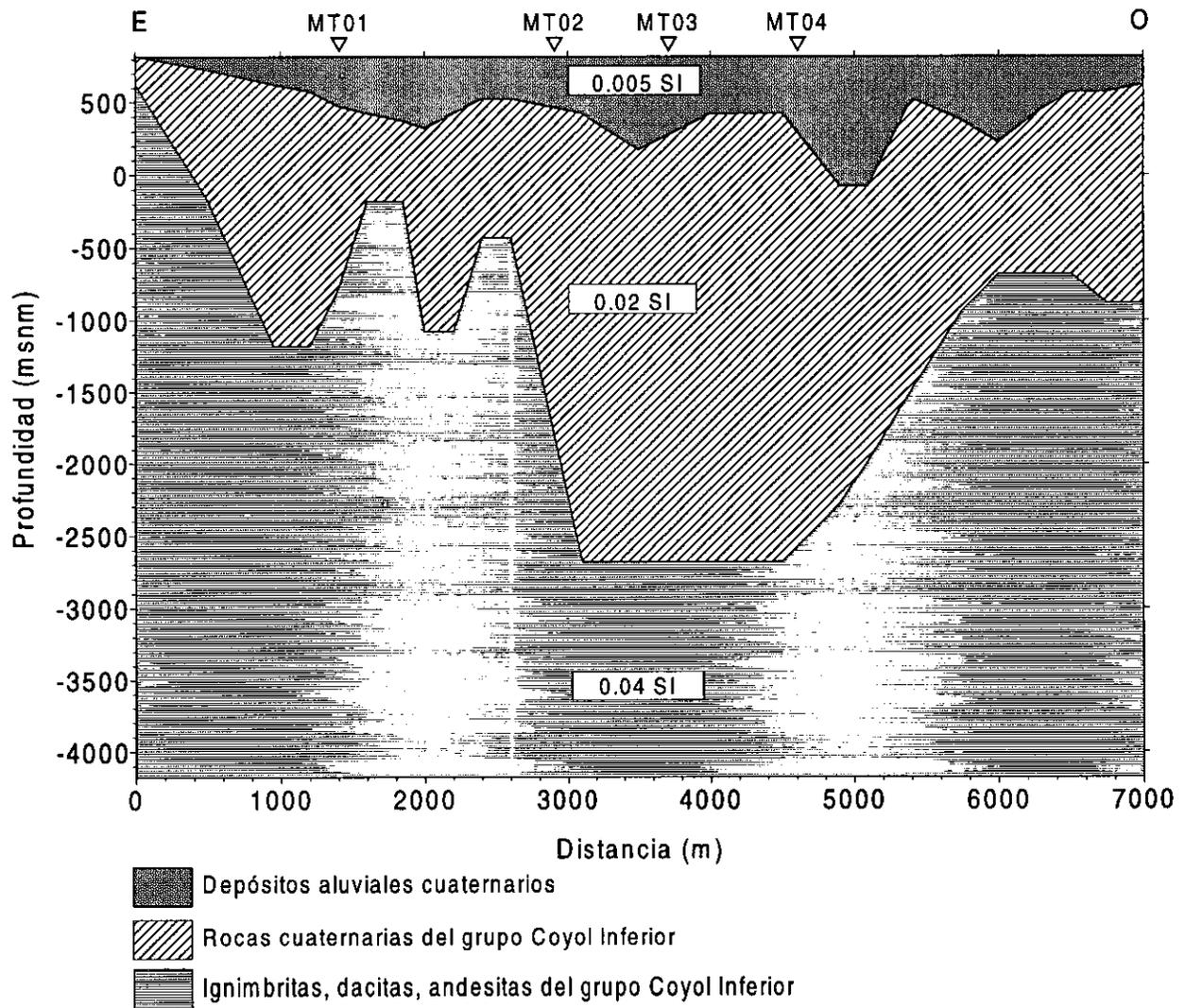


Figura 2.2.8. Sección magnética Isidrillo-Los Macuelizos. Los recuadros muestran la susceptibilidad magnética utilizada para el modelado 2D.

## 2.3 Método magnetoteléurico

### 2.3.1 Fundamentos teóricos

El método magnetoteléurico (MT) está basado en las mediciones de los campos naturales magnético y eléctrico inducidos en el interior de la Tierra. En la forma más simple, estas mediciones se usan para inferir la resistividad eléctrica del subsuelo si éste se supone estratificado, en el cual la resistividad varía solamente con la profundidad (Tikonov, 1950; Cagniard, 1953).

Bajo esta consideración, la penetración de los campos electromagnéticos (EM) está directamente relacionada a las resistividades del subsuelo. Al mismo tiempo, la profundidad de penetración es inversamente proporcional a la frecuencia; para frecuencias bajas (i. e. periodos largos) la profundidad de penetración es mayor. Un parámetro muy útil para obtener la profundidad de penetración en un medio homogéneo es la llamada profundidad peculiar (skin depth), la cual está dada por (p.e Vozof, 1989)

$$\delta = \left( \frac{2\rho_a}{\mu_0\omega} \right)^{\frac{1}{2}} \cong 503 \left( \frac{\rho_a}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.3.1)$$

donde  $\omega = 2\pi f$  es la frecuencia angular,  $\mu_0$  es la permeabilidad magnética y  $\rho$  es la resistividad del subsuelo. La profundidad peculiar  $\delta$  es aquella a la cual la señal se reduce en un factor  $1/e$ , es decir, un 37 %.

Con un sistema MT que tenga un mínimo de cinco canales es posible medir las componentes  $h_x$ ,  $h_y$  y  $h_z$  del campo magnético total y las componentes horizontales  $e_x$  y  $e_y$  del campo eléctrico total que conforman un tensor en cada sitio. Estas componentes se miden individualmente en forma de series de tiempo y son transformadas posteriormente al dominio de las frecuencias mediante un algoritmo de Fourier como  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ,  $E_x$  y  $E_y$  para su interpretación. Posteriormente se calculan los espectros cruzados de energía de los cuales se obtiene el tensor

de impedancia  $Z$  (o función respuesta). El operador de Fourier usado está dado por:

$$G(f) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(t_n) e^{-j2\pi f t_n} \quad (2.3.2)$$

donde  $g(t_n)$  es la serie de tiempo discreta,  $h_x, h_y, h_z, e_x, e_y$  y  $G(f)$  son los datos transformados al dominio de las frecuencias ( $H_x, H_y, H_z, E_x$  o  $E_y$  respectivamente). En el dominio de las frecuencias los campos electromagnéticos  $\vec{E}$  y  $\vec{H}$  están linealmente relacionados a través de  $Z$  mediante

$$\vec{E} = Z\vec{H} \quad (2.3.3)$$

o en forma de matriz como

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.3.4)$$

Los elementos del tensor de impedancia  $Z_{ij}$  se calculan como promedios en bandas de frecuencias a través de los espectros cruzados de las correspondientes componentes usando (Madden y Nelson, 1964):

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

donde  $H_x^*$  y  $H_y^*$  son los complejos conjugados de  $H_x$  y  $H_y$  respectivamente. En el sistema de ecuaciones (2.3.5) las componentes  $Z_{ij}$  son los parámetros desconocidos mientras las componentes de los campos son las transformadas de las componentes medidas en superficie.

Las resistividades del subsuelo y los ángulos de fases de los campos EM están relacionados con la función respuesta  $Z_{ij}$  y la frecuencia  $f$  a través de las fórmulas definidas por:

$$\rho_{ij}(\omega) = \left( \frac{1}{\omega \mu} \right) Z_{ij}(\omega)^2 \quad (2.3.6)$$

y

$$\Phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im} Z_{ij}(\omega)}{\text{Re} Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (2.3.7)$$

con  $i, j = x$  ó  $y$  e  $\text{Im}$  y  $\text{Re}$  la parte imaginaria y real de  $Z_{ij}$  respectivamente. De forma general, la función respuesta o impedancia medida en un sistema NS tiene la forma

$$\mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.3.8)$$

Estrictamente hablando es posible obtener cuatro resistividades ( $\rho_{xx}, \rho_{xy}, \rho_{yy}, \rho_{yx}$ ) y sus correspondientes fases ( $\Phi_{xx}, \Phi_{xy}, \Phi_{yy}$  y  $\Phi_{yx}$ ) para interpretar la estructura del subsuelo. Afortunadamente, en muchos casos la física del problema se simplifica por las condiciones del terreno lo que facilita el estudio del subsuelo con el método MT.

El caso más simple es el de un medio uniforme o 1D que puede representarse por cuencas sedimentarias, plataformas marinas y en general por áreas tectónicamente no perturbadas. En el caso unidimensional,  $\mathbf{Z}$  se reduce a la forma

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (2.3.9)$$

Aquí, la resistividad  $\rho_a$  y su fase asociada  $\varphi$  dependen completamente de las variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. Este tipo de impedancia puede interpretarse usando algoritmos unidimensionales tal como el de Occam (Constable y otros, 1987). Como se puede observar en la Figura 2.3.1, todos los sondeos MT realizados en el Valle de Estelí son 1D, por lo menos hasta 1 segundo.

Un diagnóstico para seleccionar aquellos sondeos que se comportan unidimensionalmente, es observando las curvas de  $\rho_{xy}$  y  $\rho_{yx}$  las cuales deben estar la una sobre la otra. Puede haber un corrimiento estático (static shift) en cuyo caso las curvas de  $\rho_{xy}$  y  $\rho_{yx}$  no están sobrepuestas pero presentan exactamente la misma forma. En este caso es necesario desplazar las curvas en la dirección apropiada, por lo que se sugiere conocer la resistividad del estrato más superficial por un medio alternativo. Las curvas de fase no son afectadas por corrimiento estático y en cualquier caso si  $Z$  es 1D las curvas de  $\varphi_{xy}$  y  $\varphi_{yx}$  deben coincidir.

### 2.3.2 Corrimiento estático

El desplazamiento estático también puede ocurrir entre sondeos contiguos. En prospección MT, el corrimiento estático se considera como un efecto superficial no deseado producido por la acumulación de cargas en las interfase de las capas más someras, las que pueden considerarse a escala regional como capas lenticulares. La falta de consideración de este efecto galvánico puede desvirtuar la interpretación y por consiguiente los resultados. Por esta razón, el corrimiento estático tiene que ser corregido antes de iniciar el modelado de los datos.

Se han sugerido varias maneras de corregir este efecto, una basada en la aplicación de

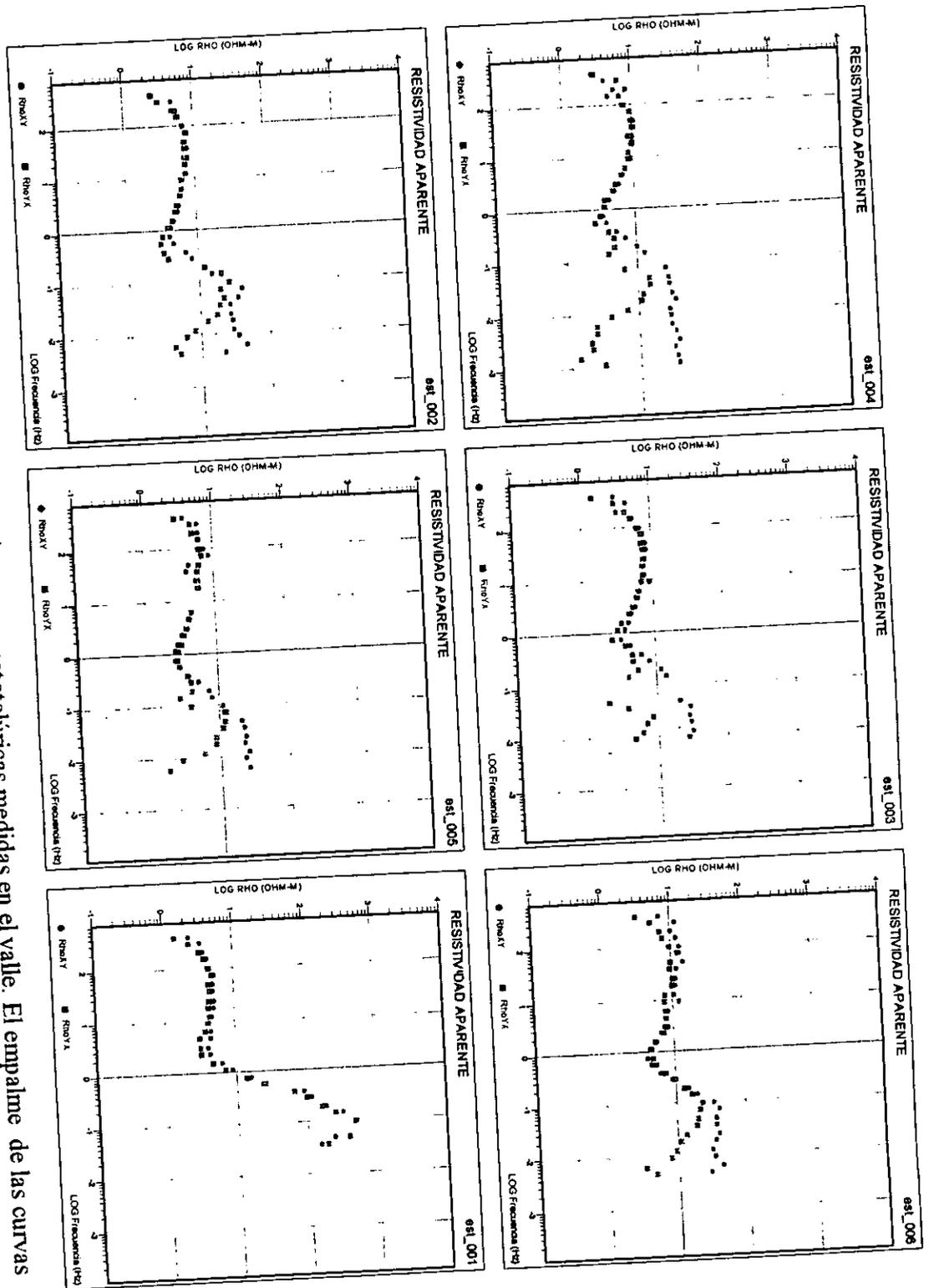


Figura 2.3.1. Curvas de campo de las 6 estaciones magnetotelúricas medidas en el valle. El empalme de las curvas en el intervalo de  $10^{-3}$  a  $10^{-1}$  Hz indica el carácter 1D del medio.

filtros pasa bajos o de promediado, otra a partir de cálculos teóricos de cuerpos 3D cercanos a la superficie y una más realizando cálculos teóricos de efectos topográficos (Warner y otros, 1983; Torrez-Verdín, 1985; Bostik, 1986). Para hacer efectiva la aplicación de las primeras dos formas se requiere de una gran cantidad de estaciones MT y la última se refiere a un tipo particular de problemas relacionados a mediciones de MT. Sternberg y otros (1988) señalaron que el corrimiento estático puede ocurrir aún en áreas planas.

Un buen conocimiento de la geología del área investigada puede ayudar a corregir apropiadamente el desplazamiento de las curvas. La existencia de información de la resistividad superficial a través de otros medios, ya sea usando técnicas directas o indirectas, ayuda a fijar un valor de  $\rho$  a lo largo de un perfil. En ausencia de esta información puede hacerse una aproximación para corregir el corrimiento si se grafican las curvas de resistividad en escala log-log y se observa que hay un nivel que se repite preferencialmente. Si se hace esto, se escoge la estación que se cree menos afectada por este efecto para fijar el nivel de corrección de las curvas de resistividad restantes.

En el caso más general, la impedancia con desplazamiento estático puede representarse por una matriz producto de la forma

$$Z_{ss} = CZ_m = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} \\ C_{21} & C_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.3.10)$$

donde la matriz  $C$  contiene los coeficientes  $C_{ij}$  que incluye las cantidades desplazadas de las diferentes componentes de la impedancia medida.

Para un medio 1D esta expresión se convierte en

$$Z_{ss} = C_{1D}Z_m = \begin{bmatrix} 0 & C_1 \\ C_2 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad (2.3.11)$$

Si no existe corrimiento estático entre las curvas de  $\rho_{xy}$  y  $\rho_{yx}$  de las estaciones medidas a lo largo de un perfil, entonces esta expresión se simplifica aún más a la forma

$$Z_{ss} = CZ_m = C \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad (2.3.12)$$

donde  $C$  es un escalar. Así, el proceso de corrección estática consiste en encontrar el factor  $C$  por el cual se tiene que multiplicar la impedancia para llevarla a un nivel nulo de distorsión galvánica. La Figura 2.3.2 muestra los SMT corregidos por corrimiento estático, realizados en el Valle de Estelí.

### 2.3.3 Aspectos prácticos del trabajo de campo

Para el trabajo de campo se programó la realización de seis sondeos magnetoteléuticos (SMT) sobre dos perfiles con orientaciones N110E y N10E respectivamente (Figura 2.2.2) los cuales se ubicaron en el área topográficamente más baja, a una altura promedio de 820 msnm. El primero de ellos está a lo largo del perfil magnético Isidriillo-Los Macuelizos (Perfil 2) con el propósito de lograr una mayor precisión en el mapeo del basamento rocoso en esta zona. El tiempo de muestreo para cada SMT fue de aproximadamente 20 horas sondeando en 36 frecuencias (384-0.002 Hz). Para la realización del trabajo de campo se utilizó un sistema receptor V5-16 serie V5773 con 384KB de memoria RAM en placa CPU, placa memoria con 4MB, con un sistema SPV5 serie B9663 provisto de 8 canales para medir simultáneamente  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$  y  $H_z$  a través de dos dipolos eléctricos perpendiculares con orientaciones NS y EW respectivamente y de tres bobinas magnéticas, dos paralelas a los dipolos y una tercera colocada verticalmente. Para la orientación e instalación de los dipolos y sensores magnéticos se utilizó un teodolito y un nivel de burbujas, brújula y GPS para la ubicación de la estación.

# CORRECCIÓN ESTÁTICA

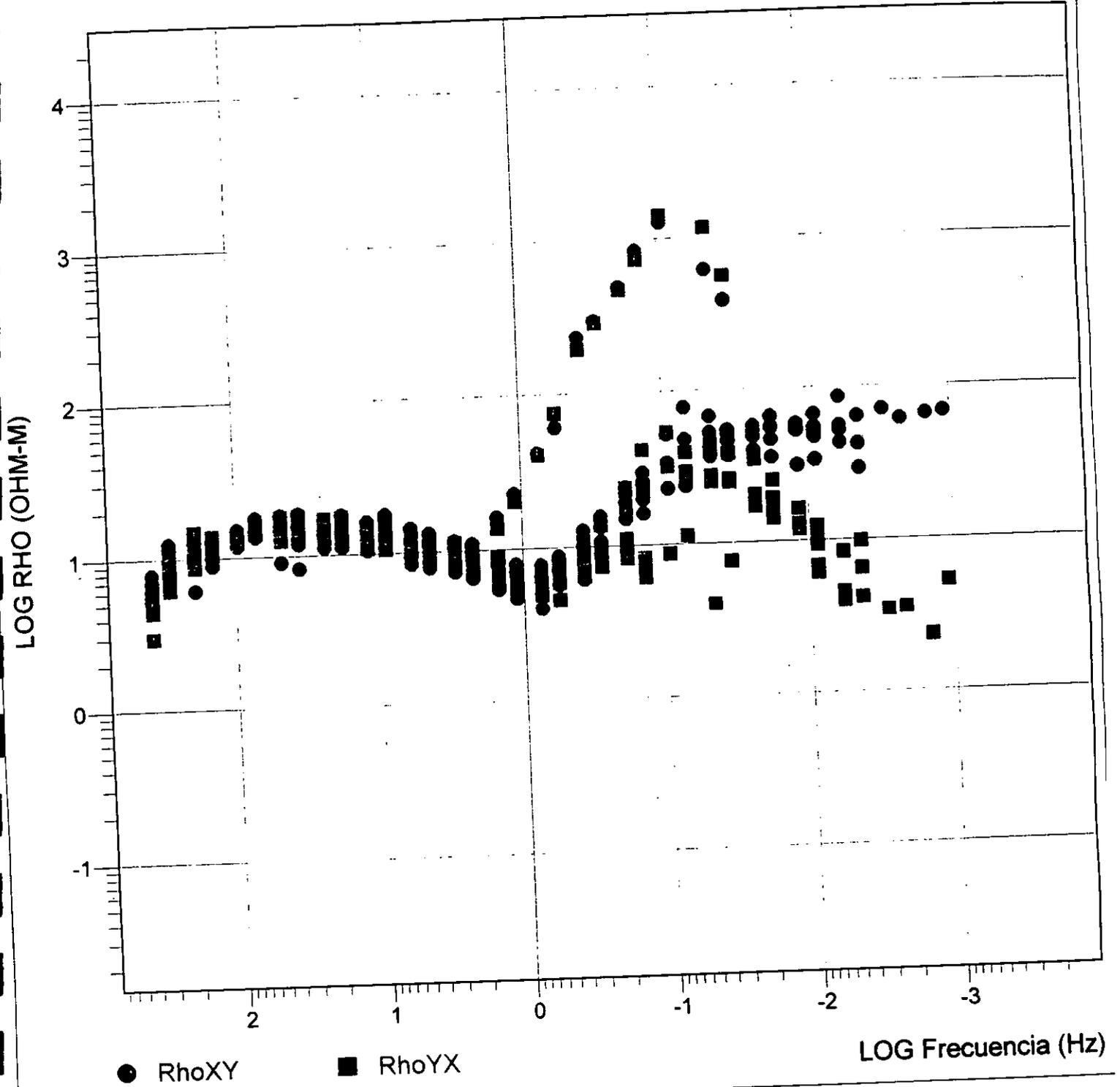


Figura 2.3.2. Corrección estática de las estaciones magnetotélúricas medidas en el valle. El apilamiento de las curvas muestra una mínima tendencia (excepto la estación 001), lo cual sugiere un medio estratificado a frecuencias de hasta  $10^{-1}$  Hz. A frecuencias menores el medio tiende a ser bidimensional.

### 2.3.4 Procesamiento y modelación 1D

La aplicación del método magnetotelúrico (MT) en el Valle de Estelí se llevó a cabo para investigar la distribución de conductividades eléctricas lateralmente y a profundidades del subsuelo cercanas a los 5 kilómetros, con la finalidad de definir el basamento rocoso y los estratos que delimitan inferiormente al sistema de acuíferos distribuidos en la región. El procesamiento de la información comienza con la edición de los datos, y consiste en examinar los espectros cruzados, de tal manera que puedan eliminarse aquellos datos con alto grado de ruido y que por ende perturban la tendencia preferencial de las curvas de  $\rho(f)$  y  $\phi(f)$ . Las curvas de resistividad aparente de las 6 estaciones medidas presentan variaciones entre 2 y 8 ohm-m para la misma capa superficial. Fue necesario entonces hacer la corrección por corrimiento estático que consiste en desplazar el origen de cada curva  $\rho(f)$  a un nivel representativo de resistividad aparente de la primera capa. La corrección se hizo a un nivel de resistividad de 5 ohm-m, valor que fue proporcionado por el SEV E13 a la altura del SMT MT03. Este corrimiento se debe a la distorsión galvánica, que representa un de los mayores problemas en la interpretación de datos magnetotelúricos y que, como ya se mencionó, ocurre a causa de las variaciones del campo eléctrico como efecto de la acumulación de cargas en la superficie.

Como se hizo notar anteriormente, las curvas de las 6 estaciones medidas tienen un comportamiento unidimensional (Figura 2.3.1), por lo tanto a los datos se les aplicó un algoritmo de inversión 1D. Para obtener una primera aproximación del modelo estructural es conveniente utilizar a forma de un tensor que sea rotacionalmente invariante con el fin de que atenúe las variaciones laterales de la conductividad y por lo tanto ofrezca en la práctica mejores resultados (Agarwal y otros, 1993). Un tensor de este tipo es el denominado impedancia efectiva (Berdichevski y Dimitriev, 1976; Ranganayaki, 1984), que se define en términos de las componentes del tensor de impedancia  $Z$  como

$$Z_{ef} = (Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})^{1/2} \quad (2.3.13)$$

y que se usa para generar modelos 1D a partir de sondeos individuales en regiones continentales

con buenos resultados en algunos casos (Ingham y Hutton, 1982; Livelybrooks, 1986; Sule y Hutton, 1986). Ranganayaki, (1984) ha recomendado la utilización de  $Z_{ef}$  en estructuras 2D, mientras que Ingham (1988) sugiere la utilización de  $Z_{pro}$  en estructuras 3D. Este último está definido por

$$Z_{pro} = 0.5 (Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (2.3.14)$$

Por otro lado, otros autores no encuentran ventajas significativas en utilizar indistintamente uno u otro tensor en diferentes condiciones estructurales. Sin embargo, dado que todos los SMT realizados para el presente estudio son mayormente 1D, la utilización de cualquiera de estas dos formas de impedancia resulta adecuada para realizar la inversión. En este trabajo se utilizó  $Z_{pro}$  para generar los datos de resistividad aparente y fase ( $\rho_{pro}$  y  $\phi_{pro}$ ) los cuales se muestran en las Figuras 2.3.3 y 2.3.4 respectivamente. El algoritmo empleado en la inversión unidimensional para los seis sondeos fué el denominado Occam (Constable y otros, 1987), el cual genera modelos suavizados a partir de la linealización de un modelo inicial. Este algoritmo suprime la complejidad de la estructura a partir de la definición de "aspereza" que matemáticamente se define como

$$R_1 = \int \left( \frac{dm}{dz} \right)^2 dz$$

o bien (2.3.15)

$$R_2 = \int \left( \frac{d^2m}{dz^2} \right)^2 dz$$

donde  $m(z)$  es la resistividad o su logaritmo,  $z$  es la profundidad de los estratos y  $m(z) = m_i$ ,  $z_{i-1} < z \leq z_i$ ,  $i = 1, 2, 3, \dots, N$ .

En la práctica,  $z_0 = 0$  y  $N$  varía entre 20 y 100. En forma discreta la definición de aspereza es tá dada por

# Resistividades promedio de Z

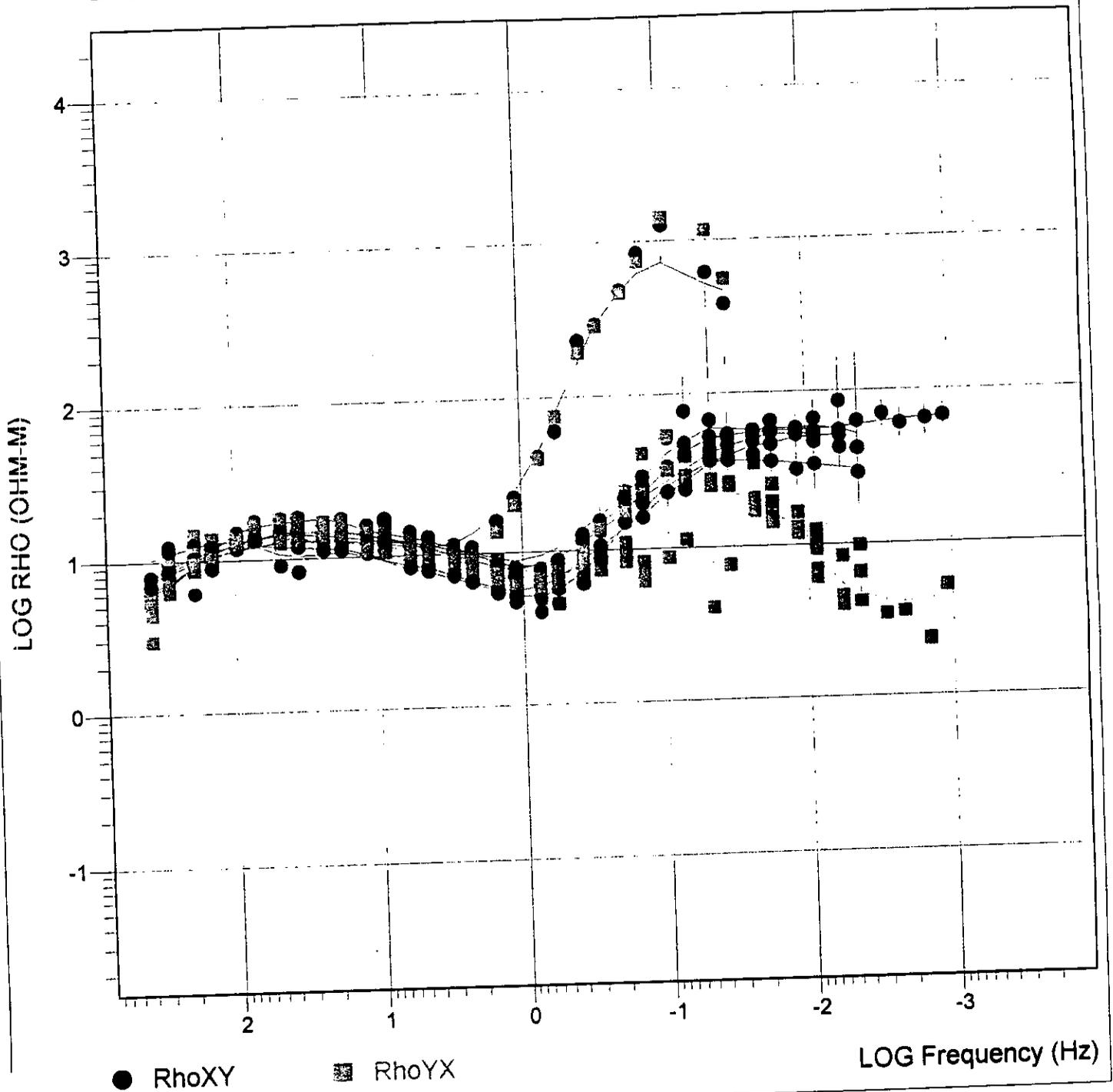


Figura 2.3.3. Resistividades promedio corregidas por corrimiento estático.

### Fases promedio de Z

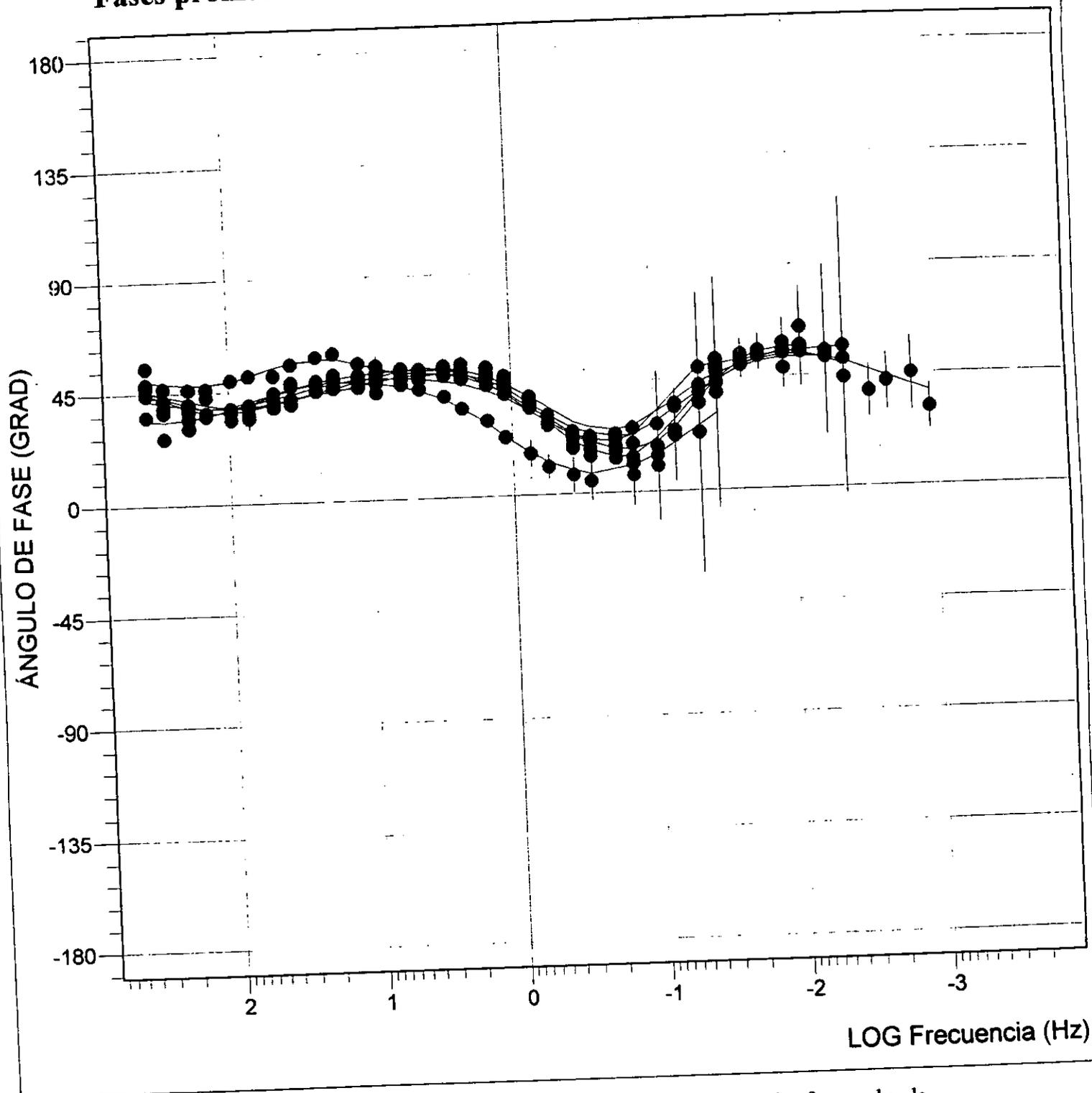


Figura 2.3.4. Fases promedio de la impedancia. Una ventaja de las fases sobre la resistividad es que las primeras no se ven afectadas por corrimiento estático.

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

y (2.3.16)

$$R_2 = \sum_{i=2}^N (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2$$

Si  $M$  es el conjunto de datos de campo, tales como resistividades y fases a diferentes frecuencias, representados por  $d_1, d_2, \dots, d_M$ , la calidad del ajuste a los datos de campo se hace a partir del criterio usual de mínimos cuadrados, es decir, se minimiza la función

$$X^2 = \sum_{j=1}^M \frac{(d_j - F_j\{m\})^2}{\sigma_j^2} \quad (2.3.17)$$

donde  $F_j(m)$  contiene los valores predichos por el modelo y  $\sigma_j$  es la incertidumbre asociada al dato  $j$ -ésimo.

La solución al problema consiste en encontrar un modelo  $m_i$  a partir de un conjunto de datos  $d_j$  que tienen asociados incertidumbres  $\sigma_j$  que minimizan la aspereza  $R$  y que al mismo tiempo haga que  $X^2$  alcance valores aceptables. Este es un problema de optimización no lineal, por lo cual no hay ninguna garantía de que exista algún  $m_i$  tal que  $X^2$  tienda a cero. Para el caso no lineal, la expresión para estimar el ajuste de los datos al modelo, está dada por

$$X^2 = \|Wd - WF(m)\|^2 \quad (2.3.18)$$

donde  $W$  es una matriz diagonal  $M \times M$  dada por

$$W = \text{diag}[ 1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_m ]$$

La optimización de la funcional sujeta a la restricción de mínima aspereza se realiza utilizando el método de multiplicación de Lagrange (Smith, 1974) que tiene la forma

$$U = \|\partial m\|^2 + \mu^{-1} \{ \|Wd - WF[m]\|^2 - X_*^2 \} \quad (2.3.19)$$

donde  $\|\partial m\|^2 = R_1$ ,  $X_*^2$  es el valor considerado aceptable para  $X$  en vista de las incertidumbres asociadas,  $\partial$  es una matriz de dimensiones  $N \times N$  y  $\mu$  es el multiplicador de Lagrange. Derivando la ecuación (2.3.20) y ordenando términos se puede demostrar que

$$m = [\mu \partial^T \partial + (WJ)^T WJ]^{-1} (WF)^T Wd \quad (2.3.20)$$

El esquema para encontrar  $m$  es iterativo, y se hace barriendo valores de  $\mu$ , utilizando

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k \quad (2.3.21)$$

donde  $J$  es la matriz gradiente o Jacobiano de dimensiones  $M \times N$  dada por

$$J = \nabla_m F \quad (2.3.22)$$

El error de ajuste se obtiene a partir de

$$X_{k+1}(\mu) = \|Wd - WF[m_{k+1}(\mu)]\| \quad (2.3.23)$$

Después de un número de iteraciones,  $\mu$  puede ser seleccionada de tal forma que  $X_k(\mu)$  ajuste exactamente a  $X_*$ .

Las Figuras 2.3.5 y 2.3.6 muestran el modelo unidimensional para los perfiles Isidrillo-Los Macuelizos (Perfil 1) y San Pedro-La Montañita (Perfil 2), obtenidos utilizando el algoritmo de Occam individualmente para cada estación y uniendo los resultados posteriormente. En este proceso de inversión se utilizaron cinco iteraciones que arrojan una precisión del 5 %.

### 2.3.5 Resultados

La sección resistividad eléctrica-profundidad correspondiente al Perfil 1 (Figura 2.3.5) corta al valle perpendicularmente al rumbo que define. En general, la sección no presenta estratificación horizontal uniforme a profundidades mayores los dos kilómetros sino más bien define una estructura en "U" (Figura 2.3.5) que es consistente con la definición de graben simétrico inverso (Hogdson, 1984) para este valle. En general, la resistividad aparente se incrementa con la profundidad, sin embargo, es posible definir un estrato muy conductor a aproximadamente 500 m de profundidad en el NW de la sección con resistividades entre 1 y 2 ohm-m que posiblemente corresponden a sedimentos arcillosos. En la parte más superficial se encuentra un estrato con resistividades de 30 a 100 ohm-m, que corresponde a las resistividades y profundidades del acuífero principal según los resultados de los SEV y que tiene un espesor aproximado de 150 m, adelgazándose hacia el SE.

De SE a NW se pueden caracterizar, en la parte más profunda de la sección eléctrica, cuatro bloques los cuales son un artificio que resulta de la unión de los modelos 1D individuales. Sin embargo, se observa que las regiones más resistivas ( $\rho_a > 300$  ohm-m) son más superficiales hacia el SE y se asocian al basamento ígneo no fracturado.

La sección eléctrica para el Perfil 2 está orientada a lo largo del valle, es decir, la distancia desde las estaciones a las montañas que lo flanquean es aproximadamente la misma. Esta sección, que resulta de la interpretación 1D (Figura 2.3.6), muestra por lo tanto un espesor de sedimentos (hasta 1.2 kms aproximadamente) más homogéneo. A pesar de ello la capa superficial que se asocia al sistema acuífero principal y que se observa en las estaciones 006 y 003 ( $30 \leq \rho_a \leq 50$  ohm-m) se angosta hacia el NE y la capa conductora (de 2 ohm-m aproximadamente) detectada en las estaciones 003 y 005 se encuentra ausente hacia el SW. El basamento ígneo se puede ubicar a profundidades entre 2000 y 2500 metros mostrando un gradiente de resistividad mayor hacia el SW. El conductor que se manifiesta en la estación 003 existe en el resto de los SMT aunque a mayor profundidad (ver curvas en la Figura 2.3.1) y puede ser debido a un incremento importante de la temperatura más que a un cambio litológico.

Modelo 1 - D

Perfil 1

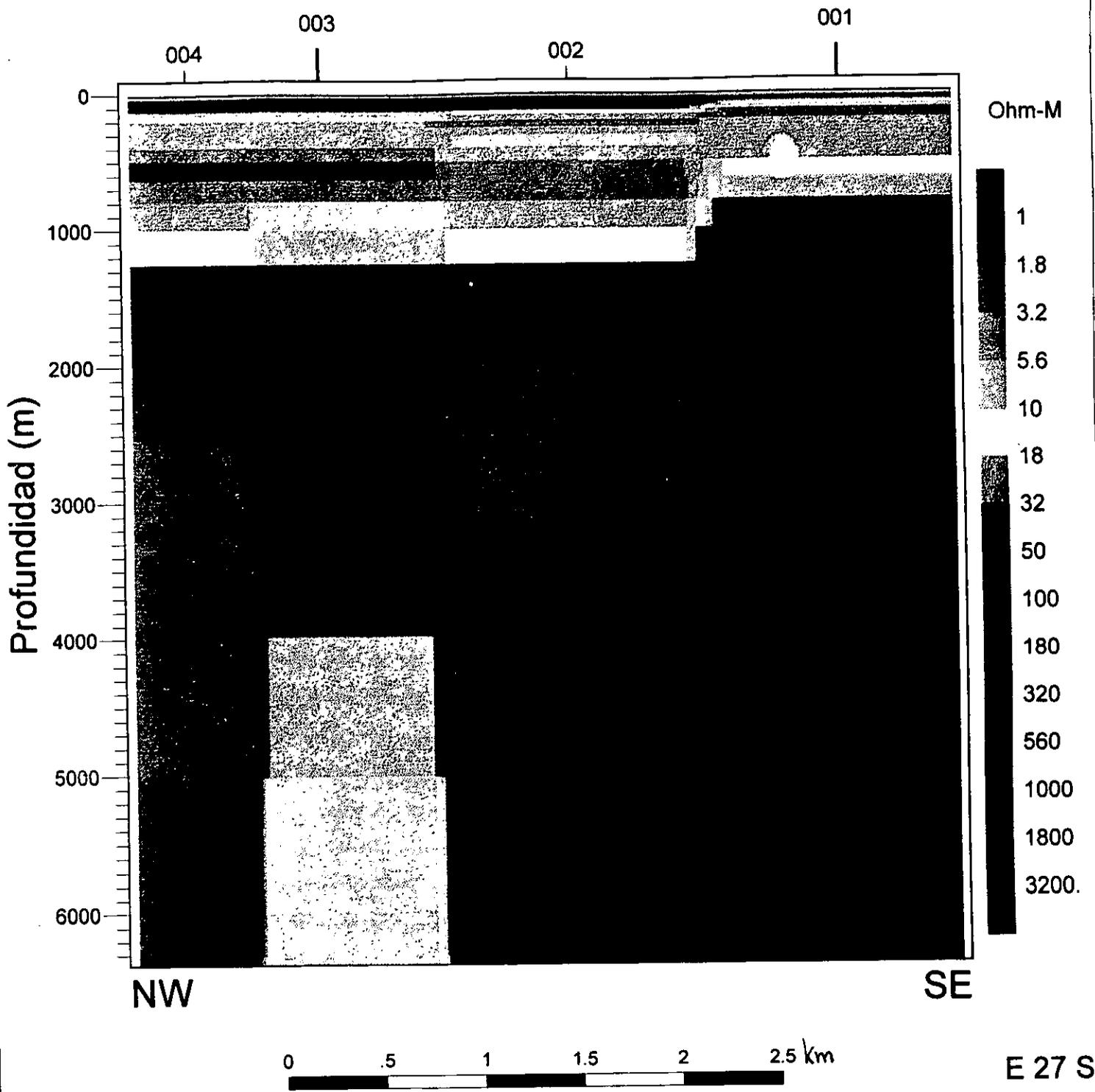


Figura 2.3.5. Sección eléctrica que corta el valle, obtenida a partir de la unión de modelos 1D de cada una de las estaciones. La estación 001 muestra la presencia del basamento ígneo a una profundidad más somera respecto a las otras estaciones del perfil.

Modelo 1 - D

Perfil 2

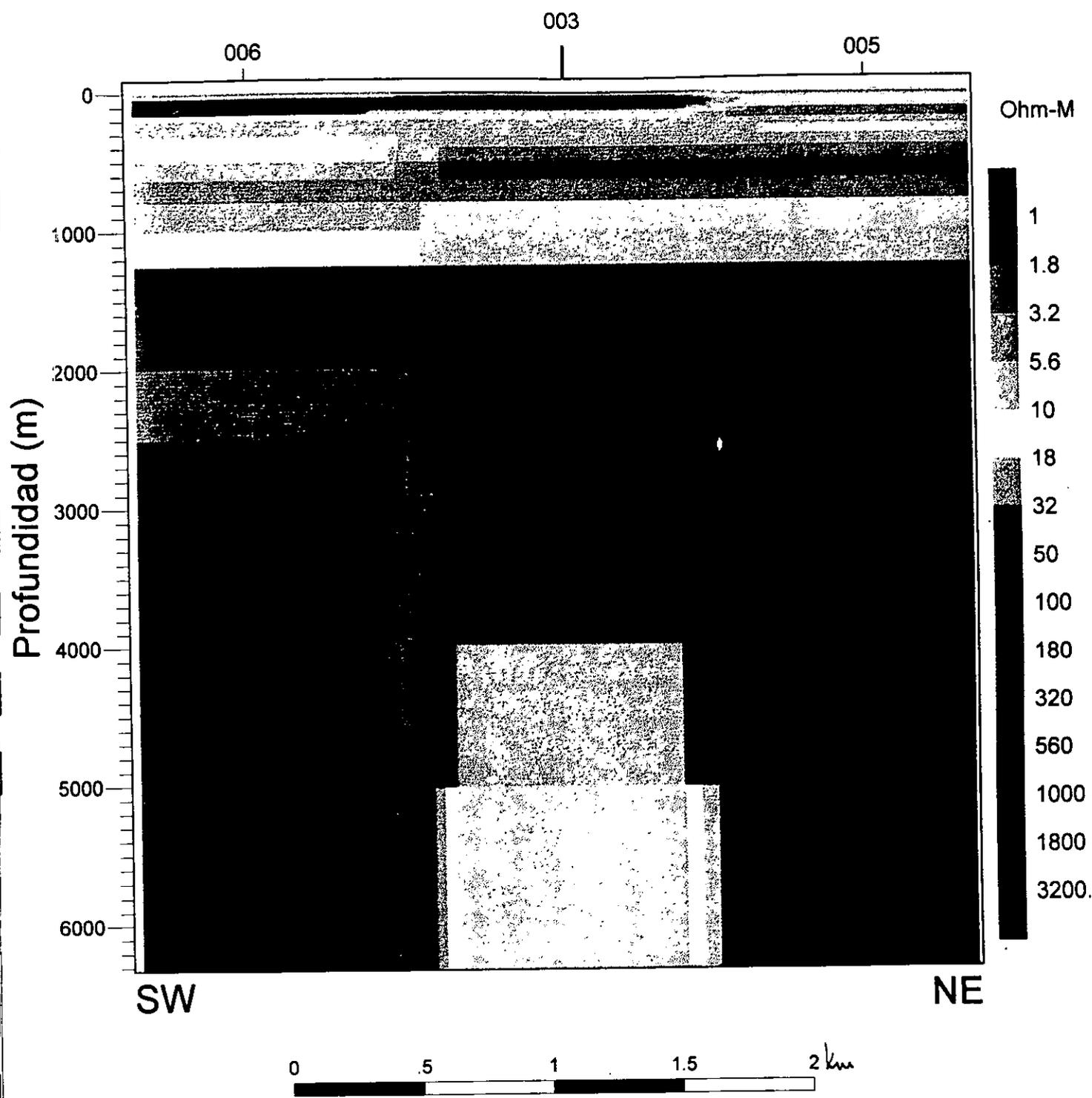


Figura 2.3.6. Sección eléctrica a lo largo del valle, obtenida a partir de la unión de modelos 1D de cada una de las estaciones. El espesor del paquete sedimentario es más homogéneo (aproximadamente 1200 m).

### 3 CORRELACIÓN: RESISTENCIA ELÉCTRICA TRANSVERSAL-TRANSMISIVIDAD

#### 3.1 Antecedentes

El propósito en éste capítulo es realizar un análisis de las bases para establecer relaciones entre propiedades eléctricas e hidráulicas de acuíferos, dirigido a plantear un modelo hidrogeofísico empírico, específico para el acuífero del Valle de Estelí. Para ello, se utilizan las mediciones superficiales de resistividad eléctrica  $\rho$  a partir de SEV que se correlacionan con mediciones de la conductividad hidráulica  $K$  obtenidas mediante pruebas de bombeo preexistentes (ACDI-INAA, 1992-1995) en puntos seleccionados según la localización de los sondeos eléctricos cercanos. La relación algebraica que se obtiene a partir de un ajuste logarítmico entre estos parámetros se utiliza para predecir las características hidrológicas del acuífero de manera cuantitativa. Sin embargo, la precisión de la predicción que se obtiene de la extrapolación depende de la complejidad geológica del acuífero. En condiciones normales, la obtención de los parámetros hidráulicos, que normalmente son escasos o poco confiables, parece ser la limitante en el uso de esta técnica, sin desechar por supuesto los posibles errores en la adquisición e interpretación de los datos geoelectrónicos, que pueden ser cuantificados.

Desde finales de 1960, se han utilizado métodos superficiales de resistividad para obtener información cuantitativa de los acuíferos, tales como la conductividad hidráulica y la transmisividad. Ha sido demostrado que la combinación de técnicas geofísicas e hidrológicas para resolver problemas hidrogeológicos, no solamente es posible sino que puede ser una herramienta muy económica en muchos casos, sobre todo en aquellos aplicados a ambientes geológicos no muy complejos. Se han hecho estudios en diferentes ambientes geológicos aplicando estas aproximaciones con precisión variable sin embargo, en el peor de los casos los resultados que se obtienen representan una primera aproximación de la distribución del sistema acuífero de una zona determinada. Masác y otros (1985) presentan un resumen de resultados de los trabajos más relevantes relacionados al tema. La ventaja de emplear técnicas geoelectrónicas para predecir parámetros hidrológicos radica en el hecho de que las investigaciones geoelectrónicas en la modalidad de Sondeos Eléctricos Verticales pueden hacerse en un periodo corto de tiempo

comparado con el requerido para una investigación hidrogeológica en base a pruebas de bombeo de la misma magnitud. Por tanto, con relativamente pocos datos de pozos cubriendo aproximadamente el área de interés, es posible caracterizar el acuífero con un esquema hidrológico relativamente simple encontrando una relación entre parámetros geoeléctricos e hidrológicos. Varios autores han mostrado el carácter individual de tal relación y la imposibilidad de usar la misma en otras áreas, aún en condiciones muy semejantes. La confiabilidad de una aproximación de este tipo para resolver problemas hidrológicos depende no solamente de la exactitud de las investigaciones geoeléctricas e hidrológicas involucradas, sino también de la complejidad del área bajo estudio. Sin embargo, esta técnica puede resultar muy útil en cuencas sedimentarias en donde las variaciones laterales y a profundidad del material granular son más predecibles que en otros ambientes geológicos.

Muchos investigadores han realizado estudios para tratar de encontrar relaciones empíricas entre la resistividad eléctrica y la conductividad hidráulica de los acuíferos, o entre la resistencia eléctrica transversal y la transmisividad Masác y Landa (1979) analizaron datos de Czechoslovakia y concluyeron que las relaciones entre las transmisividades del acuífero y la resistencia transversal y/o longitudinal así como la correlación entre resistividad eléctrica y conductividad hidráulica son posibles para los casos directo o inverso. Una relación directa o inversa se refiere al signo de la pendiente de la recta de ajuste según la disposición de los datos. Heigold y otros (1979) presentaron datos de Illinois, mostrando una correlación inversa entre resistividad y conductividad hidráulica. Similarmente, Plotnikov (1972) reportó una correlación inversa para 20 datos de Kirgizia en la Unión Soviética. Niwas y Singhal (1981), reanalizando datos presentados por Kelly (1977), enfatizaron el uso de resistencias transversales, más que resistividades. Mel'kanovitskii y otros (1981) revisaron correlaciones reportadas por investigadores Rusos. Como primera aproximación acerca de la relación entre resistividad y conductividad hidráulica, se encontraron que en una gráfica log-log, ésta es lineal. Generalmente se observa un incremento monótono de la conductividad hidráulica con la resistividad. Al mismo tiempo, los autores indican que algunas veces se observan picos en esta relación para gravas con guijarros después de los cuales se observa una relación inversa que se debe aparentemente a la cementación de las rocas con material calcáreo. Muchas investigaciones acerca de la relación  $\rho(K)$  han intentado para este propósito el uso de la resistividad aparente obtenida mediante varios

arreglos, pero solo es posible obtener correlaciones satisfactorias de esta manera en casos favorables donde se cuente con una buena información de pozos.

Existen fundamentos para asumir que la correlación  $T_R = f(T)$  es más representativa que la de  $\rho = f(K)$ . La estimación de la transmisividad  $T$  a partir de mediciones de resistividad en la superficie arroja menos incertidumbre que la determinación de la conductividad hidráulica  $K$  ya que para la estimación de ésta es necesario determinar el espesor efectivo del acuífero, lo cual puede resultar ilusivo en muchos casos. Por otro lado, como se sabe del principio de equivalencia, el valor de  $T_R$  puede determinarse con más precisión que el valor de  $\rho$  cuando el acuífero es más resistivo que las capas que lo confinan. Consecuentemente, la determinación de  $T_R$  y  $T$  presenta menos incertidumbre que la determinación de  $\rho$  y  $K$  donde el error es mayor.

Para correlaciones entre resistividad y conductividad hidráulica, el error en la conductividad hidráulica estimada aumenta (Mazác y Landa, 1979; Mazác y otros, 1978) con a) el incremento de la pendiente de la línea de regresión al variar desde 0 a 90 grados en la correlación directa, pero decrece a medida que la pendiente se incrementa de 90 a 180 grados en la correlación inversa; b) la longitud  $D$  de la línea de regresión; y c) el error estándar en las mediciones de la resistividad y conductividad hidráulica. El error en la estimación de la transmisividad depende de las variaciones en el espesor del acuífero y de la longitud ( $D$ ) de la línea de regresión para el área investigada. El error es mínimo para acuíferos de espesor constante y para pendientes igual a uno la correlación es óptima.

Las bases para la aplicación de mediciones eléctricas para realizar estimaciones cuantitativas de parámetros hidrológicos han sido controversiales (Mazác y otros, 1985). Sin embargo, los factores que afectan tanto a  $\rho$  como a  $K$  son aparentemente los mismos, es decir, el tamaño del grano, la porosidad, el arreglo de las partículas, el contenido de arcilla, la calidad del agua, etc. Por esta razón la medición de la resistividad de un acuífero es, de manera intuitiva, una forma atractiva de estimar la conductividad hidráulica del mismo (Kelly, 1978).

Así, la relación entre  $\rho$  y  $K$  está dada por (Heigold y otros, 1979):

$$K = a\rho^m \quad (3.1)$$

en donde  $a$  y  $m$  son constantes para un acuífero particular, que dependen de la porosidad y contenido de arcilla entre otros. Esta expresión puede ser reescrita como

$$T_R = aT^m \quad (3.2)$$

una vez que  $\rho$  y  $K$  sean multiplicadas por el espesor  $h$  del acuífero. En esta ecuación  $T_R$  es la resistencia transversal ( $T_R = \rho h$ ) y  $T$  es la transmisividad ( $T = Kh$ ) del acuífero. Como se mencionó, la correlación entre  $T_R$  y  $T$  es preferible para establecer un modelo empírico debido a que de esta manera no se requiere la determinación de  $h$ , que puede introducir un error importante si no existe un control adecuado en los pozos, como es el caso aquí.

### 3.2 Correlación $T_R$ vs $T$

Para establecer la correlación entre la transmisividad la resistencia eléctrica transversal, se realizaron sondeos eléctricos verticales cerca de pozos artesianos que contaran con información actual de prueba de bombeo y que presentaran las condiciones mínimas de relieve para la realización de los mismos. Se hizo la interpretación correspondiente para obtener los valores de resistividad de los estratos en general. Como resultado de la interpretación también se calculó la resistencia eléctrica transversal del acuífero.

Se recolectó la información correspondiente a las pruebas de bombeo (Tabla 3.1) de los pozos del área, información que se utilizó para la correlación  $T_R = f(T)$ . De ésta información se tomó la correspondiente a la transmisividad  $T$  y se graficó junto con  $T_R$  en un sistema coordinado logarítmico (Figura 3.1)

Tabla 3.1. Información de pozos modificada de ACIDI-INAA. Estelí (1992-1995).

POZO		LOCALIZACIÓN (UTM)		PROFUNDIDAD DEL POZO (m)	ESPESOR SATURADO (m)	NEA (m)	ND (m)	T (m <sup>2</sup> /día)	Q (gpm)	K (m/día)	SEV No.
No.	NOMBRE	N	E								
1	EL TANQUE. Bo. ALFREDO LAZO	1445.90	569.60	65.22		54.86			225		33
2	LA CUEVA. J. J. GONZÁLEZ. 2°	1445.85	569.80	53.13		53.34	55.17	1887	324		
4	FE Y ALEGRÍA	1445.60	569.80	91.44		45.72	63.09	237	180		33
5	J. B. ESCOBAR	1446.55	570.90	56.69	20.12	31.70	41.14	87	108	4.3	4, 3
6 1-A-75	EL PARQUE	1447.25	569.75	85.34	67.89	22.86	28.95	445	358	6.6	
7 A1-5980	VILLA VIEJA	1447.80	570.78	101.19	56.12	17.07	30.48	189	337	3.4	5, 6
8	EL ROSARIO	1448.34	569.18	76.20	60.47	9.14	10.36	5386	904	89	35, 36
9	OSCAR GAMEZ (LA ALDEA)	1447.35	568.20	91.44		28.04	35.05	379	364		23, 26
10	SALIDA AL LIMÓN	1445.65	569.54	74.67	34.44	40.23	53.34	117	202	3.4	33
11	SALIDA A LA CONCORDIA	1448.56	571.94	103.63		31.09		115	173		6, 45
PP-34		1446.00	569.70	64				818			
1-93	LA CHÁCARA No. 12	1444.31	570.82	91.13		28.95		90	322		1, 2, 3
13	LA CABAÑA	1450.40	569.10	115.21		3.66		1561	375		43
15	LA MONTANITA	1448.75	568.94	106.06		11.58		58856	375		35, 36
39	PASO LEÓN	1451.90	571.25			5.18		141			11
29		1450.70	571.90			5.79		80			9
25		1450.60	572.50			2.44		246			9
1*		1450.60	571.40			6.10		796			9, 10
63		1450.75	569.40			6.10		81			43
13*		1449.40	569.10			5.79		206			19
11*		1447.65	571.85			18.59		115			6
21		1446.55	568.70			SURG.		87			
17		1445.35	568.30			36.57		505			34
8*	EL DORADO	1454.00	565.20			20.12					17
12*	SAN JOSÉ DEL PORTILLO	1453.50	568.50			5.49					15, 41
60		1451.20	569.20			4.27					43
5*		1452.60	572.00			10.67					12
4*		1449.70	571.90			11.58					7, 15
15*		1448.70	568.30			7.92					29
6*		1451.25	568.50			2.13					20
9*						2.92					22, 42

La resistencia transversal del acuífero se calculó en el proceso de inversión con el programa RESIX<sup>PLUS</sup>. La forma de calcularla es por medio de la expresión (Maillet, 1947)

$$T_R = \sum_{i=1}^n \rho_i h_i = \rho_i H \quad (3.3)$$

donde  $H$  y  $\rho_i$  son el espesor y la resistividad transversal totales respectivamente del estrato saturado en consideración. La transmisividad obtenida de las pruebas de bombeo fue calculada a partir del método de Theis (Frezze y Cherry, 1979) para acuíferos no confinados, a partir de la

ecuación

$$h_0 - h = \frac{Q}{4\pi t} W \tag{3.4}$$

donde  $t$  es el tiempo de bombeo,  $h_0$  es el nivel del agua antes del bombeo,  $h$  es el descenso durante la prueba de bombeo,  $Q$  es el gasto y  $W$  se conoce como la función de pozo no confinado.

Tomando logaritmos a ambos lados de la ecuación (3.2), esta puede ser reescrita como

$$\log T_R = \log a + m \log T_H \tag{3.5}$$

que corresponde a una ecuación lineal de pendiente  $m$  y abcisa  $\log a$  del tipo que se muestra en la Figura 3.1.

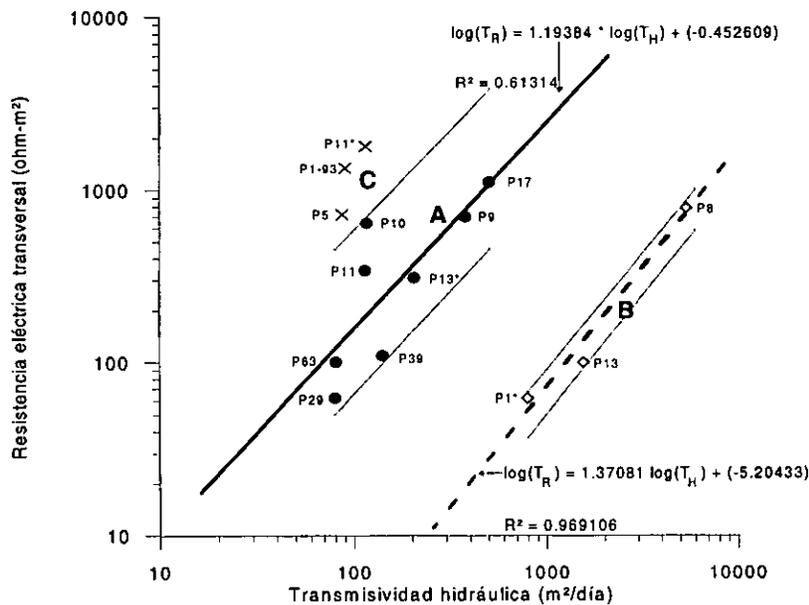


Figura 3.1. Correlación: Transmisividad hidráulica-resistencia eléctrica transversal. Estelí, 1997.

### 3.3 Resultados de la correlación $T_R = f(T)$

La Tabla 3.2 muestra los pozos y sondeos eléctricos de donde se obtuvieron los datos  $T_R$  y  $T$  utilizado en el tratamiento de mínimos cuadrados y cuya localización se puede observar en la Figura 3.2.

Tabla 3.2. Transmisividad y resistencia transversal.

POZO No	ESPESOR SATURADO (m)	$T$ (m <sup>2</sup> /día)	SEV No	$T_R$ (ohm·m <sup>2</sup> )
5	20.12	87	4	719
8	60.47	5386	35 y 36	787
9		379	23 y 26	695
10	34.44	117	33	638
11		115	45	339
1-93		90	1y 2	1330
13		1561	43	100
39		141	11	109
29		80	9	62
1*		796	9	62
63		81	43	100
13*		206	19	310
11*		115	6	1790
17		505	34	1104

La Figura 3.1 muestra la gráfica obtenida con los datos de la Tabla 3.2. En ella se observa el ajuste de dos rectas aproximadamente paralelas a dos grupos de datos que aparentemente definen dos acuíferos con propiedades hidráulicas diferentes. Se pueden observar tres grupos de datos que reflejan la anisotropía acuífera del valle y que sugieren un comportamiento litológico diferente en distintas regiones del mismo. Como se puede notar de la Figura 3.2, los pozos 5, 11\* y 1-93 se localizan en la margen del valle muy próximos a las montañas que lo limitan al SE (zona C), lo cual se refleja en su dispersión del resto de datos (marcados con "x" en la Figura 3.1). Por esta razón no fueron considerados en el ajuste de la ecuación en la zona A, que se asume representa el acuífero más extendido del valle. Aquí se ha incluido el pozo 10, uno de los cuales abastece de agua potable a la Ciudad de Estelí y que pudo haber arrojado valores de  $K$  que

no se ajustan a la realidad. Si se éste no se incluye, la correlación que resulta es considerablemente mejor.

Por otro lado, es posible ajustar otro grupo de datos que, a pesar de ser muy reducido (solo tres puntos), parece representar realmente una zona con características diferentes a las definidas en la zona **A** puesto que se localizan en una región muy particular. En la Figura 3.2 se han delimitado tres zonas que, de acuerdo al análisis de las relaciones  $T_R$  vs.  $T$ , representan características hidrológicas diferentes. La zona **B**, cuyo modelo empírico está dado por la ecuación proporcionada en la Figura 3.1, se encuentra localizada en la parte central del valle. En ésta figura se ha delineado de forma aproximada su extensión, según los resultados de sondeos y pruebas de bombeo contiguos. Las pendientes de las relaciones obtenidas para los acuíferos **A** y **B** son aproximadamente iguales (1.2 y 1.4 respectivamente) lo cual indica la misma razón de cambio de  $T_R$  con respecto a  $T$  en ambas zonas. Sin embargo, la diferencia en el valor del coeficiente  $a$  se puede relacionar a diferencias de porosidad existentes entre ellas. Así, de acuerdo a la Figura 3.1, la zona **B** representa un acuífero con mayor porosidad que las otras zonas, puesto que la recta que lo describe está desplazada hacia la zona de mayores transmisividades.

La Figura 3.3 muestra el mapa de transmisividades hidráulicas extrapolado utilizando los modelos analíticos para la zona **A** y **B** y los datos de resistencia transversal de los 45 SEV realizados en el valle. Los errores del cálculo se observan en la Figura 3.4 y fueron calculados a partir del error de la inversión de los SEV. En la zona **B** el error máximo de transmisividad es del orden de los 360 m<sup>2</sup>/día y de 120 m<sup>2</sup>/día en el suroeste de la zona **A**. Más al Norte del pozo P39 no se tiene información de pozos y sondeos eléctricos verticales y en la zona **C** no se pudo establecer correlación alguna con la información de pozo disponible.

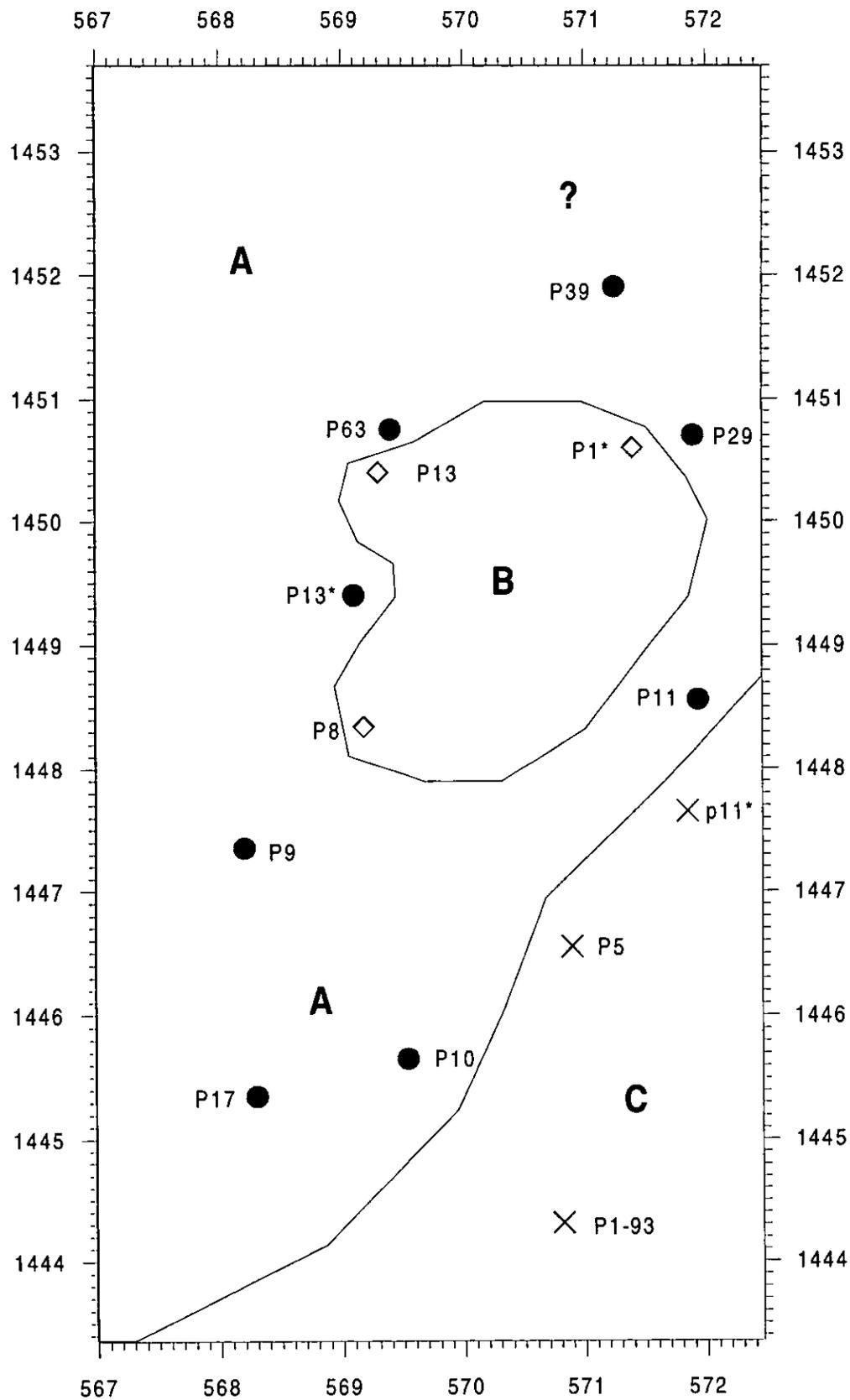


Figura 3.2. Zonas con características hidráulicas propias. Estelí, 1997.

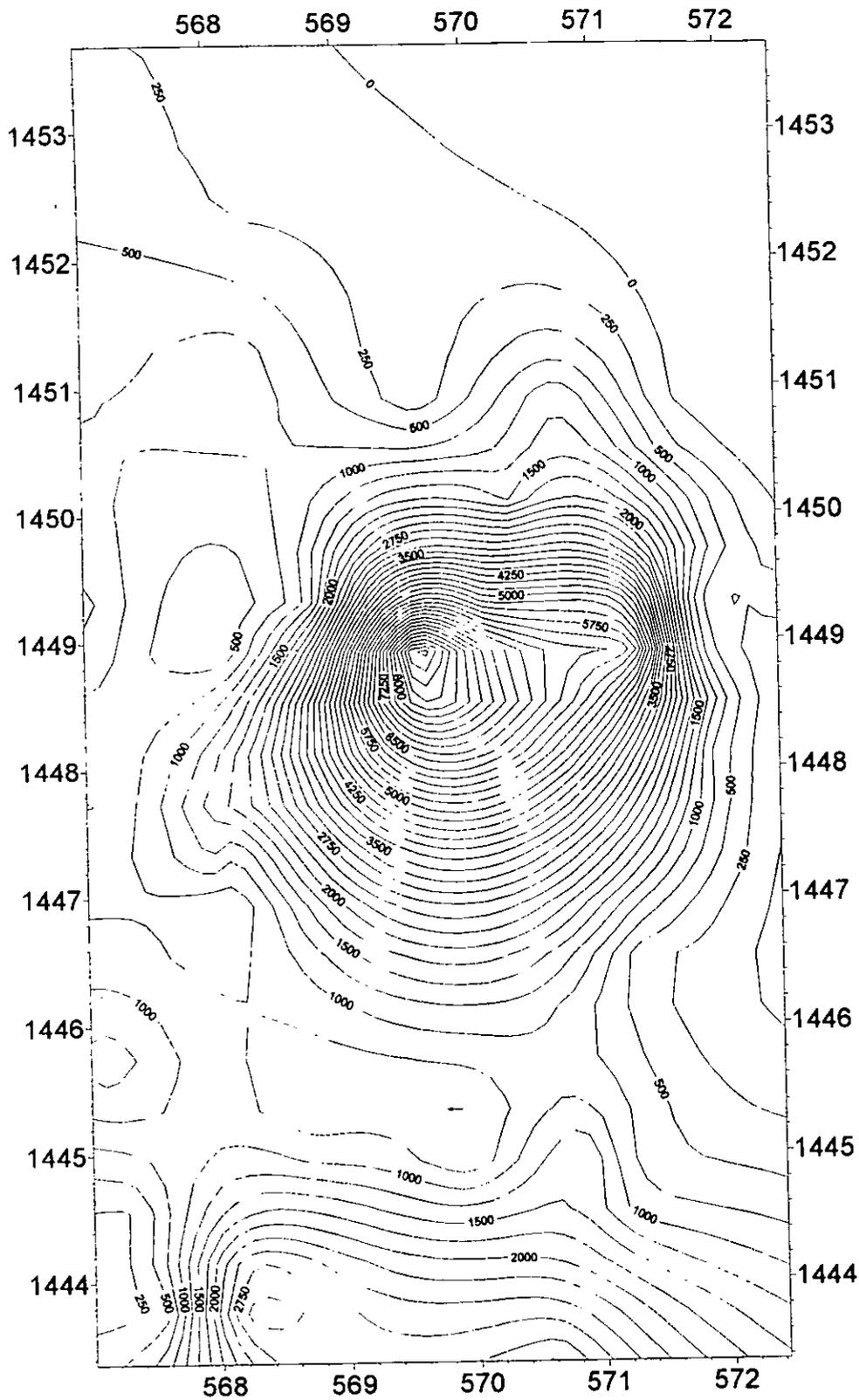


Figura 3.3. Mapa de transmisividades ( $m^2/día$ ) del Valle de Estelí, extrapoladas a partir de las ecuaciones de las rectas A y B. Coordenadas UTM.

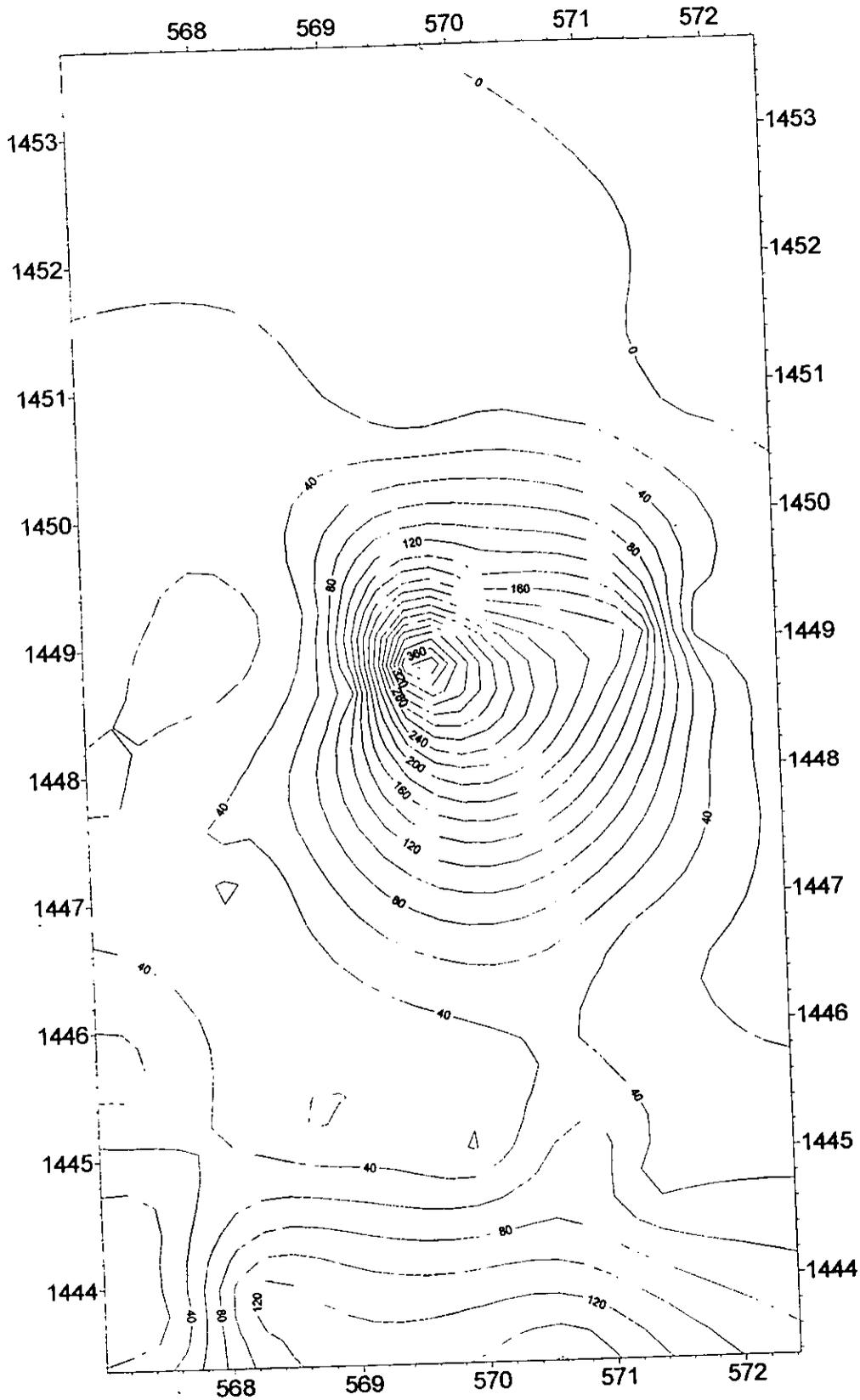


Figura 3.4. Mapa de errores de transmisividades en  $m^2/día$ .  
Coordenadas UTM. Estelí, 1997.

#### 4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del análisis de los resultados obtenidos con los diferentes métodos geofísicos aplicados en el Valle de Estelí, así como de los resultados de la correlación entre la transmisividad y la resistencia transversal, fue posible estudiar el valle tanto en el aspecto de aguas subterránea como en el tectónico.

En el primer caso, de acuerdo al análisis de las secciones geoelectricas obtenidas a partir de SEV se pueden distinguir tres acuíferos diferentes, diferenciados tanto por su secuencia estratigráfica como por sus características eléctricas. El primero, semiconfinado superior e inferiormente por estratos aparentemente arcillosos (secciones AA' BB' y CC') con espesor máximo de aproximadamente 40 m (CC'). El segundo, a mayor profundidad que el primero y separados entre ellos por una capa impermeable. Se observa en las secciones DD' y EE' y que consiste posiblemente de un acuífero con mayor contenido arcilloso, dada su relativamente alta conductividad respecto al primero, y por lo tanto es posiblemente menos permeable. El tercero, aparentemente desconectado hidráulicamente del anterior pero aproximadamente a profundidades semejantes, se encuentra separado por una capa arcillosa del acuífero más superficial que en esta zona no es solo más somero, sino también más delgado (secciones HH' e II'). La zona de transición parece encontrarse a la altura de la sección GG' en la cual se observa un alto resistivo que se presume está asociado a la presencia de una colada de basaltos.

Los estudios geoelectricos realizados en el valle indican que el espesor de los depósitos sedimentarios superan los centenares de metros en la mayor parte del mismo, a excepción del perfil GG' que refleja un estrato rocoso muy compacto entre los 35 m y 70 m de profundidad en el Oeste y Este respectivamente.

Es oportuno mencionar que el acuífero más superficial es susceptible a ser contaminado a través del Río Estelí, por aguas residuales provenientes de la población y fábricas debido a que el estrato arcilloso que sobreyace al acuífero es muy delgado (sección CC') o nulo en algunos casos (sección DD'). En ambas secciones la capa más superficial tiene un pobre porcentaje de arcilla lo

que facilita la circulación de fluidos contaminados hacia el acuífero superior, y del cual se extrae el agua para abastecer a la población y al sistema productivo entre otros.

Con los SEV's no se logró delimitar inferiormente el acuífero más profundo, pues la existencia de estratos muy conductivos (arcillosos) evitan una mayor penetración de la corriente eléctrica en el subsuelo.

De acuerdo al análisis de los resultados de la correlación establecida entre la resistencia eléctrica transversal obtenida de los SEV y la transmisividad obtenida a través de pruebas de bombeo, se delimitaron tres zonas (**A**, **B** y **C**) con características hidráulicas diferentes. La zona **A** representa el acuífero más extendido y distribuido por todo el valle. Por esta razón constituye la reserva hidrológica con mayor disponibilidad como recurso para el desarrollo de ésta región y por lo tanto resulta más vulnerable a la sobre explotación que otras zonas. La zona **B** está localizada en la parte central del valle (al Norte de la ciudad de Estelí) y representa un acuífero con mayor porosidad (o espesor) que los correspondientes a las zonas **A** y **C** puesto que la recta que lo describe está desplazada hacia zonas con mayores transmisividades (con errores máximos de 360 m<sup>2</sup>/día). Sin embargo, dado el tipo de correlación analizada, los valores altos de  $T_R (=hK)$  también pueden resultar de grandes espesores de unidades saturadas aunque con conductividades bajas. Los espesores obtenidos a partir de los SEV's para las secciones EE' y FF' (~ 80 m) indican que este parece ser el caso. Independientemente de éste resultado, se cree que el potencial hidrológico de este acuífero es de importancia. No fue posible caracterizar la zona **C** con mayor detalle por la falta de información adecuada de pruebas de bombeo en esa región. Sin embargo, dado el número reducido de pozos que lo caracterizan y su ubicación, éste acuífero parece estar limitado por su espesor y continuidad más que por la porosidad del material que lo constituyen. Estos resultados son una primera aproximación de la distribución de transmisividades en el valle y, son en principio, útiles para el planeamiento de la explotación del sistema acuífero del mismo.

A partir del análisis espectral de los datos magnéticos de campo total se estimó un espesor máximo del paquete sedimentario (con susceptibilidad magnética  $\mu = 0.005$  SI) que varía entre

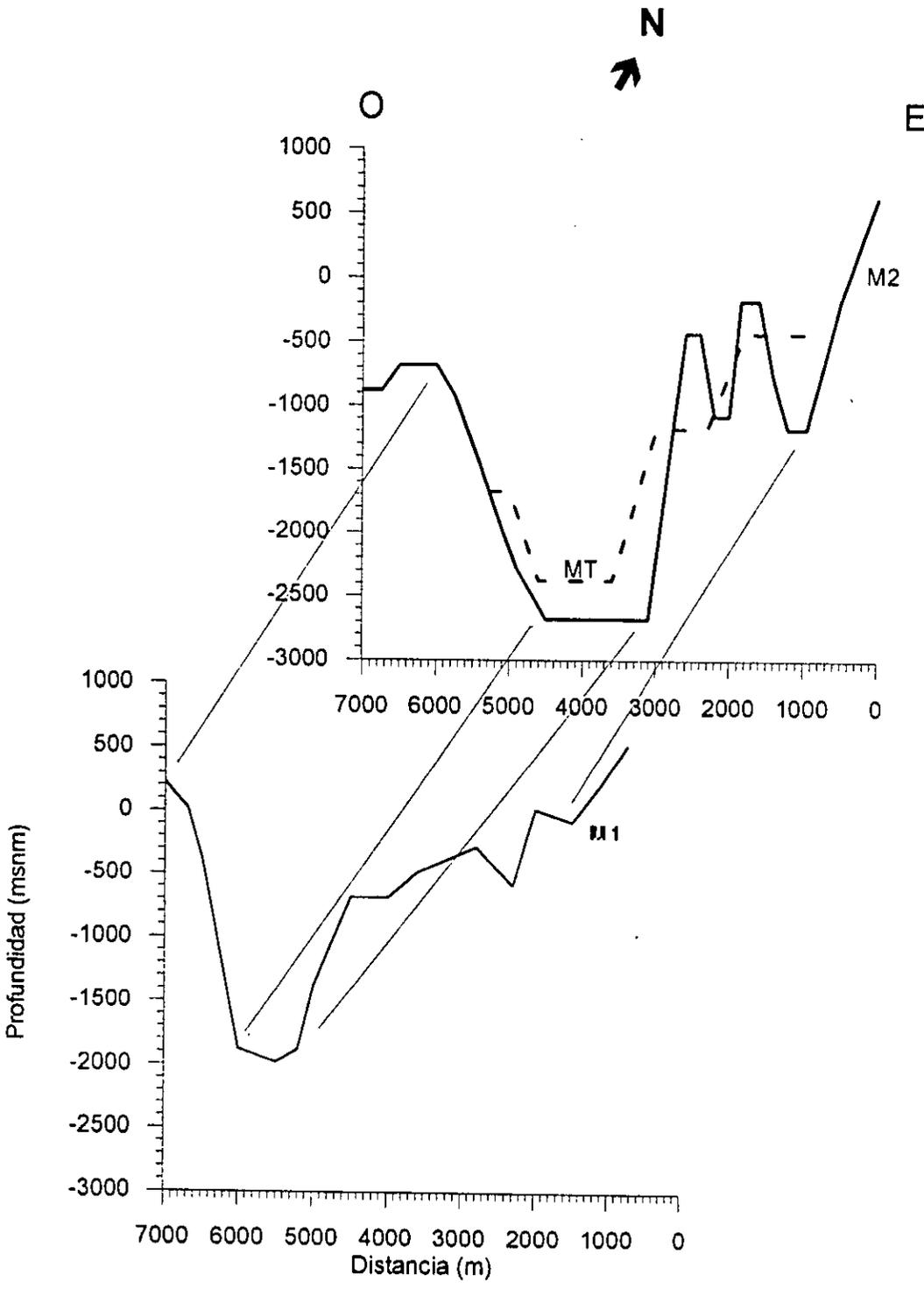
270 m (M1) y 400 m (M2) aproximadamente. Este último resultado es el doble del espesor de los sedimentos saturados obtenido a partir de la interpretación de datos MT. Esta discrepancia se explica en términos de la baja resolución del método MT a frecuencias altas.

Por otro lado, los resultados del estudio magnético de campo total indican una profundidad al basamento cristalino que se asocia a rocas Terciaria del grupo Coyol Inferior, que varía entre 600 y 2,800 m a lo largo del Perfil 1 (M1). La profundidad a lo largo del Perfil 2 (M2), ubicado a 2.5 km hacia el Norte de M1, varía entre 200 y 3,500 m de profundidad, lo cual sugiere un basculamiento del basamento de Sur a Norte (Figs. 2.2.6, 2.2.8 y 4.1). La parte más profunda del basamento se ubica hacia el centro del valle, mientras que hacia el Occidente éste se encuentra más somero. Adicionalmente, la interpretación 1D de los datos MT arroja profundidades similares del basamento a lo largo del Perfil magnético 2, con el cual coincide parcialmente en su ubicación (Fig. 4.1).

La coincidencia en los resultados de los métodos magnético y MT combinados hace suponer que la depresión topográfica observada al centro del valle es real y puede ser interpretada como el relieve subterráneo de la Formación Coyol Inferior en ésta zona. La explicación de esta depresión, de profundidad considerable, puede ser proporcionada en términos del fallamiento inverso que ocurre en el valle, que ha sido definido éste último como un graben simétrico inverso (Hodgson, 1984) asociado estructuralmente con la Depresión Nicaragüense, asociada a su vez a la zona de convergencia entre las placas de Cocos y Caribe en la costa del Pacífico.

De acuerdo al análisis de las secciones de resistividad eléctrica-profundidad con el método MT obtenidas a partir de mediciones de campos naturales eléctricos y magnéticos e inversión 1D, en el Perfil 1 se observa una estratificación más o menos uniforme hasta profundidades de 1500 m y resistividades entre 1 y 30 ohm-m. Las zonas resistivas a profundidades mayores a 1500 m ( $\rho_a > 200$  ohm-m) se asocian al basamento ígneo no fracturado. En la sección de resistividad eléctrica-profundidad para el perfil 2 se observa una estratificación más uniforme hasta los 2000 m y el basamento ígneo se puede ubicar a profundidades mayores a ésta.

Los resultados del modelo magnético y magnetotelúrico son congruentes, pues ambos siguen la tendencia de los cuerpos geológicos más profundos y por tanto, se puede tener más seguridad en los resultados del estudio en cuanto a mapeo de estructuras tales como basamentos como es el caso de este estudio.



- - MT: Frontera de 180 ohm-m para el perfil 1 magnetotelúrico.
- M1: Frontera entre el estrato 2 y 3 para el perfil magnético 1.
- M2: Frontera entre el estrato 2 y 3 para el perfil magnético 2.

Figura 4.1. Comparación de los datos magnéticos y MT y su relación con el basamento cristalino.

## 5 REFERENCIAS

- Arzate Flores, J. A, 1986. Geophysical reconnaissance for geohydrological evaluation in the La Paz - El Carrizal Valley, Baja California Sur, México. International Institute For Aerospace Survey and Earth Sciences ( ITC ). Deft, The Netherlands. Tesis de maestría.
- Bostik F. X., Electromagnetic array profiling (EMAP), 1986, 56th Ann. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 60-61.
- Cantos Figuerola, J. ( 1987 ). Tratado de Geofísica Aplicada. 3.<sup>a</sup> edición. Madrid. Texto.
- Chávez, R. E., Hernández, M. C., Herrera, J. and Cámara, M. E., 1995. A magnetic survey over La Maja, an archeological site in northern Spain. *Archaeometry* 37, pp. 171 - 184. Printed in Great Britain.
- Costable, S. C., Parker, R. L., and Constable C. G., 1987. Occam`s inversion. A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, v 52, no 3, pp 289 - 300.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1976. Hidrología Subterránea. Segunda edición. Editorial Omega, España, 1154 p. Texto.
- Donnelly, T. W., Horne, G. S., Finch, R. C., and López - Ramos, E., 1990, Northern Central America; the Maya and Chortis blocks, in Dengo, G., and Case, J. E., eds., the Caribbean region: Boulder, colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H. p. 37 - 77.
- Fenzl N., Wezel F. 1985. Clasificación hidrogeológica de las formaciones geológicas de

Nicaragua. Managua, Nicaragua, p. 48. Informe.

Fischer G., Schnegg. P. A. & Madeleine P., 1981. An analitic one dimensional magnetotelluric inversion schene. Geophys. J. R. ast. Soc. 67, p. 257 - 278.

Frezze, R. A. and Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J., 607 p. Texto.

González H. E. "Diagnóstico del estado actual de los pozos que abastecen de agua potable a la ciudad de Estelí". 1993. Informe.

Grant, F. S. and West, G. F. ( 1965 ). Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw - Hill Book Company. Texto.

Heigold, P. C., Gilkeson, R. H., Cartwright, K. and Reed, P. C., 1979. Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. Ground Water, 17 ( 4 ), pp. 338 - 345

Hogdson V. G. Generalidades de la geología de Nicaragua. Primer seminario de hidrogeología. Asociación Nacional de Geólogos y Profesionales Afines. CONAPRO "Héroes y Mártires". Managua, J. R., Nicaragua. Noviembre 1983. p. 7 - 15. Informe.

Inman, J. R., Ryu, J., and Ward, S. H., 1973, Resistivity inversion: Geophysics, v. 38, no. 6, p. 1088 - 1108.

Inman, J. R., 1975, Resistivity inversion with ridge regresion: Geophysics, v. 40, no. 5, p. 798 - 817.

Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales ( INETER ), Alcaldía municipal de Estelí. 1995. Esquema de ordenamiento urbano. Ciudad de Estelí. Diagnóstico, p. 10-14. Informe

Kanasewich, E. R. ( 1973 ). Time Secuence Analysis in Geophysics. The University of Alberta

Press. Texto.

Kelly, W. E., 1977. Geoelectric Sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water*, 15 ( 6 ), pp. 420 - 424.

Koefoed, O. (1979 ). *Methods in gechemistry and geophysics*, 14A. *Geosounding Principles*, 1. Resistivity Sounding Measurements. Elsevier. Texto.

Madden, T. and Nelson, P., 1964, A defense of Cagniard's magnetotelluric method: *Geophy. Lab. ONR Proj. NR-371-401*, MIT, Cambridge, Mass.

Mann, P., Schubert, C., and Burke, K., 1990, Review of Caribbean neotectonics, in Dengo, G., and Case, J. E., eds., *the Caribbean region: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H. p. 307 - 338.

Mazác, O., Kelly, W. E. and Landa, I. A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*, v. 79 ( 1985 ) 1 - 19. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

Mejía B. R. 1983. Las formaciones geológicas de Nicaragua como unidades acuíferas. Primer seminario de hidrogeología. Asociación Nacional de Geólogos y Profesionales Afines. CONAPRO "Héroes y Mártires". Managua, J. R., Nicaragua. p. 18 - 35. Informe.

Mel'kanovskii, Y. M., Baisarovich, M. N., Bobrinev, V. I. and Pavlova, T. A., 1981. Estimation of transmissibility of clastic deposits from the value of transverse resistivity. *Water Res.*, 7. pp. 123 - 132.

Shiftan, Z. L., Integration of geophysics and hydrogeology in the solution of regional groundwater problems. Tahal Consulting Engineers. Tel Aviv, Israel.

Spector, A., and Grant, F. S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*,

vol. 35, no. 2 ( april 1970 ), p. 293 - 302, 9 figs.

Talwani, M. and Heirtzler, J. R., 1964. Computation of the magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. In *Computers in Mineral Industries*, part 1. Stanford University, Geological Sciences, v. 9, pp. 464 - 480.

Orellana, E. ( 1972 ). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*, Paraninfo. Texto.

Torres-Verdin C., 1985, Implications of the Born approximation for the MT problem in three-dimensional environments, M. Sc. thesis, Univ. of Texas, Austin.

Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, vol 37, 1, p. 98 - 141.

Vozoff, K., 1989. The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, by Nabighian M. N . (ed.), Soc. Expl. Geophys.

Warner B. N., Bloomquist M. G., and Griffith P. B., 1983, Magnetotelluric interpretations based upon new processing and display techniques, 53rd Ann. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 151-154.

Yungul, S. H. 1996. *Electrical methods in geophysical exploration of deep sedimentary basins*. Chapman & Hall, 208 pp. Texto.

Zohdy A. A., Eaton G. P. y Mabey D. R., 1974; Application of surface geophysics to groundwater investigation. *Techniques of Water Resources Investigation*, U. S. Geophysical Survey, pp 116.

## ANEXOS

### I.- Datos de campo de los sondeos eléctricos verticales realizados en el Valle de Estelí y los resultados del modelado 1D.

SEV E01					SEV E02				
Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		890					890		
2,22	0,246	889,754	0,111	0,547	5,31	3,02	886,98	0,57	16,08
263	0,467	889,286	0,00178	123	56,79	2,49	884,49	0,0438	141,4
7,28	29,74	859,54	4,08	216,7	7,23	25,93	858,55	3,58	187,6
60,5	21,98	837,55	0,363	1330,4	1414,9	26,1	832,44	0,0184	36943,7
					4,21				
E.Desplaz. (%) 6,87					E.Desplaz. (%) 7,295				
AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %		
1,5	10,5	11,76	-12,09	1,5	5	5,43	-8,7		
2	14,7	14,69	0,0453	2	6,2	5,58	9,87		
3	19,4	19,03	1,88	3	6,1	6,09	0,00326		
4	21,9	21,65	1,1	4	6,9	6,82	1,03		
5	24,4	22,95	5,9	5	7,2	7,66	-6,48		
6	25,3	23,3	7,9	6	8,7	8,51	2,11		
8	22,6	22,22	1,64	8	9,8	10,03	-2,37		
10	19,6	20,08	-2,48	10	11	11,19	-1,73		
13	16,1	16,65	-3,44	13	12,6	12,3	-2,34		
16	13,1	13,87	-5,92	16	13,3	12,86	3,26		
20	11,6	11,44	1,37	20	13,4	13,09	2,26		
25	9	9,91	-10,15	25	13	13	-0,0064		
32	9,6	9,29	3,17	32	12,6	12,77	-1,38		
40	10,1	9,49	5,95	40	12,4	12,84	-3,56		
50	10,3	10,21	0,863	50	14,3	13,57	5,08		
65	10,4	11,44	-10,05	65	14,8	15,67	-5,89		
80	12	12,5	-4,24	80	15,3	18,38	-20,13		
100	13,9	13,48	2,96	100	23,2	22,25	4,08		
130	13,7	14,11	-3,02	130	32,8	27,91	14,9		
160	14,6	14,05	3,72	160	34,8	33,11	4,84		
200	12,9	13,41	-3,98	200	41,4	39,25	5,19		
250	12,2	12,28	-0,725	250	41,4	45,65	-10,27		

## SEV E03

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		890		
3	1,92	888,08	0,64	5,77
11,51	17,94	870,13	1,55	2,6,6
11,81	1,01	869,12	0,0857	11,98
0,481	3,58	865,53	7,44	1,72
128,5	31,82	833,71	0,247	4092,3
30,34				24,86

E.Desplaz.  
(%)  
5,046

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	3,2	3,18	0,408
2	3,3	3,38	-2,55
3	4,1	3,93	4,05
4	4,6	4,55	0,877
5	5,2	5,16	0,711
6	5,6	5,7	-1,91
8	6,8	6,6	2,85
10	7,4	7,28	1,51
13	8,6	8	6,86
16	9,4	8,46	9,94
20	9,1	8,78	3,48
25	8,7	8,86	-1,94
32	7,9	8,67	-9,81
40	8,3	8,3	-0,056
50	8,1	7,93	2,05
65	9,1	7,85	13,72
80	8,4	8,29	1,26
100	9,3	9,35	-0,574
130	11	11,26	-2,39
160	12,7	13,12	-3,37
200	14,9	15,34	-2,98
250	17,1	17,67	-3,38
320	20,6	20,27	-1,57
400	23,4	22,51	3,79

## SEV E04

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		850		
0,942	0,44	849,56	0,467	0,415
139,4	0,357	849,203	0,00256	49,79
4,13	30,15	819,05	7,29	124,7
37,05	19,4	799,65	0,523	719
0,991	18,39	781,25	18,54	18,24

E.Desplaz.  
(%)  
6,9

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	2,4	2,94	-22,73
2	3,8	3,76	0,986
3	5,3	5,12	3,24
4	6,4	6,16	3,74
5	7,5	6,9	7,92
6	8,2	7,41	9,57
8	8,3	7,9	4,72
10	7,8	7,94	-1,84
13	7,3	7,57	-3,82
16	6,2	7,05	-13,76
20	6,3	6,4	-1,59
25	5,8	5,83	-0,532
32	5,4	5,46	-1,25
40	5,3	5,45	-2,9
50	6,1	5,72	-6,1
65	6,9	6,32	-8,38
80	7,4	6,88	-6,9
100	7,7	7,47	2,94
130	8	8	-0,0861
160	8,1	8,29	-2,43
200	8,4	8,55	-1,82
250	8,8	8,89	-1,02
320	9,4	9,54	-1,52
400			

## SEV E05

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820		
5,21	0,779	819,221	0,149	4,05
21,31	0,784	818,44	0,0367	16,71
1,96	1,46	816,98	0,745	2,88
12,77	3,91	813,06	0,306	50,05
4,74	9,88	803,18	2,08	46,92

## SEV E06

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830		
1,95	0,306	829,694	0,156	0,599
230,1	0,233	829,46	0,00101	53,74
5,26	2,83	826,63	0,537	14,91
35,95	5,07	821,56	0,141	182,3
1,71	10,58	810,97	6,17	18,15

10,03				54,59	32,77	778,19	0,6	1789,6
				9,58				
E.Desplaz. (%) 3,094				E.Desplaz. (%) 4,628				
AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	
1,5	7	6,96	0,493	1,5	7,2	8,01	-11,27	
2	7,5	7,6	-1,42	2	10	9,81	1,88	
3	7,8	7,98	-2,31	3	12,7	12,27	2,59	
4	8,1	7,67	5,28	4	14,9	13,59	8,76	
5	7,3	7,19	1,37	5	14,8	14,17	4,22	
6	6,5	6,79	-4,54	6	14,2	14,31	-0,831	
8	6,3	6,37	-1,17	8	13,6	14,03	-3,18	
10	6,3	6,32	-0,345	10	12,9	13,59	-5,36	
13	6,6	6,47	1,87	13	12,3	13,1	-6,55	
16	6,9	6,63	3,84	16	12,9	12,79	0,833	
20	6,6	6,76	-2,44	20	13,4	12,38	7,57	
25	6,6	6,85	-3,86	25	11,8	11,7	0,795	
32	7,1	6,99	1,47	32	10,5	10,59	-0,886	
40	7,4	7,21	2,46	40	9,3	9,5	-2,17	
50	7,6	7,54	0,752	50	8,9	8,72	1,98	
65	7,7	8	-4	65	8,2	8,6	-4,99	
80	8,2	8,38	-2,28	80	9,2	9,16	0,327	
100	9,3	8,76	5,78	100	10,1	10,19	-0,982	
130	9,5	9,13	3,85	130	11,6	11,57	0,256	
160	9,4	9,36	0,341	160	13,2	12,52	5,12	
200	9,2	9,56	-3,95	200	12,8	13,24	-3,5	
250	10,9			250	13,2	13,56	-2,76	

## SEV E07

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830					830		
17,01	0,983	829,017	0,0578	16,74	2,79	0,359	829,641	0,128	1
0,925	0,212	828,81	0,229	0,196	7,92	11,13	818,51	1,4	88,24
120,3	0,794	828,01	0,0066	95,57	26,4	3,87	814,64	0,146	102,3
0,897	1,19	826,82	1,33	1,07	0,191	1,53	813,1	8,03	0,294
26,86	68,56	758,25	2,55	1842,2	120,1	7,59	805,51	0,0632	911,6
13,55									19,48

## E.Desplaz.

(%)  
5,208

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	12,9	13,13	-1,85
2	11,8	11,43	3,09
3	10,2	10,23	-0,332
4	10,3	10,75	-4,45
5	11,5	11,64	-1,29

## SEV E08

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830		
2,79	0,359	829,641	0,128	1
7,92	11,13	818,51	1,4	88,24
26,4	3,87	814,64	0,146	102,3
0,191	1,53	813,1	8,03	0,294
120,1	7,59	805,51	0,0632	911,6
				19,48

## E.Desplaz.

(%)  
2,908

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	5,3	5,38	-1,55
2	6,2	5,97	3,69
3	6,5	6,68	-2,84
4	7	7,08	-1,19
5	7,1	7,33	-3,25

6	12,2	12,38	-1,54	6	8,2	7,49	-8,54
8	13,6	13,14	3,36	8	7,5	7,71	-2,89
10	14,1	13,2	632	10	7,8	7,86	-0,803
13	13,1	12,76	2,56	13	8	8,01	-0,207
16	12	12,25	-2,08	16	8,1	8,11	-0,138
20	11,1	11,88	-7,06	20	8	8,14	-1,75
25	11,6	12,01	-3,53	25	8,1	8,02	0,907
32	12,7	12,85	-1,21	32	8	7,68	3,9
40	16,2	14,11	12,86	40	7,1	7,25	-2,18
50	15,5	15,6	-0,649	50	6,7	6,89	-2,88
65	17,4	17,32	0,45	65	6,9	6,86	0,498
80	17,2	18,48	-7,49	80	7,6	7,29	4,07
100	19,1	19,4	-1,61	100	8,1	8,16	-0,804
130	18,7	19,88	-6,32	130	9,4	9,56	-1,74
160	21,5	19,72	8,24	160	10,9	10,8	0,891
200	20	19,07	4,62	200	11,9	12,16	-2,18
250	18,3	18,07	1,25	250	13,3	13,47	-1,33
320	15,7	16,82	-7,15	320	15,1	14,82	1,81
400	15,1	15,8	-4,65	400			
500	15,9	15,01	5,59	500			

## SEV E09

## SEV E10

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820					820		
2,75	0,492	819,508	0,179	1,35	3,67	1,4	818,6	0,381	5,14
21,69	0,068	819,439	0,00316	1,48	38,18	0,856	817,75	0,0224	32,7
10,17	5,52	813,92	0,542	56,17	1,98	3,53	814,22	1,78	6,99
22,72	2,72	811,19	0,12	62	11,01	10	804,21	0,908	110,2
6,54	37,08	774,11	5,66	242,5	1,63	28,09	776,11	17,21	45,84
19,27					6881,8				

E.Desplaz.  
(%)

3,608

E.Desplaz.  
(%)

10,808

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	5,3	5,29	0,184	1,5	4,4	4,25	3,26
2	6,3	6,12	2,71	2	4,6	4,75	-3,28
3	7,3	7,3	-0,021	3	5,7	5,76	-1,11
4	7,6	8,07	-6,22	4	6,4	6,49	-1,5
5	8,1	8,62	-6,43	5	7	6,9	1,36
6	9,1	9,03	0,718	6	7,3	7,06	3,27
8	9,6	9,62	-0,249	8	7	6,93	0,928
10	10,2	10,01	1,85	10	6,5	6,57	-1,18
13	10,7	10,32	3,54	13	5,9	6,05	-2,56
16	10,2	10,38	-1,8	16	5,7	5,7	-0,133
20	10,6	10,21	3,6	20	5,6	5,49	1,95
25	10,4	9,82	5,52	25	5,4	5,39	0,162
32	9	9,25	-2,82	32	5,1	5,27	-3,46
40	8,1	8,79	-8,62	40	5	5,07	-1,49
50	8,4	8,57	-2,02	50	5,1	4,8	5,71
65	8,8	8,73	0,714	65	4,7	4,6	2

80	8,8	9,22	-4,84	80	4,9	4,71	3,77
100	10,2	10,05	1,46	100	4,6	5,23	-3,83
130	10,9	11,27	-3,48	130	5,3	6,44	-21,55
160	12,5	12,34	1,25	160	6,4	7,83	-22,45
200	13,6	13,48	0,825	200	11	9,76	11,19
250	15	14,57	2,81	250	17	12,2	28,21

## SEV E11

## SEV E12

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		810					860		
0,78	0,169	809,831	0,217	0,132	13,18	2,64	857,36	0,2	34,85
22,68	0,598	809,232	0,0264	13,58	132,9	0,071	857,29	0,0005367	9,48
3,68	9,11	800,13	2,47	33,53	21,48	16,15	841,13	0,752	347
21,3	5,14	794,98	0,241	109,5	252,7	1,72	839,41	0,00683	436
2,36	26,3	768,68	11,11	62,27	3,03	32,56	806,84	10,71	98,99
9749,1					8954,1				

E.Desplaz.  
(%)

7,542

E.Desplaz.  
(%)

6,8

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	4,2	4,71	-12,36	1,5	12,7	13,23	-4,19
2	5,9	5,43	7,83	2	13,7	13,59	0,79
3	6,4	6,08	4,9	3	14,7	14,22	3,26
4	6,3	6,13	2,56	4	15,9	15,03	5,44
5	5,6	5,93	-6	5	15,9	15,86	0,19
6	5,5	5,65	-2,89	6	15,6	16,63	-6,63
8	4,9	5,17	-5,52	8	17,3	17,87	-3,29
10	4,7	4,88	-3,96	10	19,4	18,76	3,27
13	4,8	4,77	0,452	13	19,8	19,68	0,559
16	5	4,87	2,42	16	20,8	20,31	2,3
20	5,1	5,11	-0,351	20	19,5	20,88	-7,12
25	5,1	5,4	-5,89	25	21,9	21,29	2,77
32	5,6	5,65	-0,893	32	22,8	21,36	6,29
40	5,8	5,77	0,473	40	21	20,84	0,759
50	5,9	5,84	0,906	50	17,9	19,54	-9,21
65	6,2	6,06	2,24	65	17,3	17,15	0,841
80	6,5	6,51	-0,286	80	15	15,07	-0,471
100	7	7,46	-6,58	100	14,3	13,4	6,29
130	8,6	9,28	-7,98	130	13,4	13,08	2,37
160	10,8	11,31	-4,76	160	12,6	14,38	-14,12
200	18,1	14,1	22,07	200	15,5	17,19	-10,92
250				250	25,4	21,25	16,3

## SEV E13

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		810		
0,648	0,225	809,775	0,347	0,146
417	0,667	809,107	0,0016	278,5
5,44	9,67	799,44	1,77	52,62
53,05	4,91	794,52	0,0927	261
5,16	26,35	768,17	5,1	136
20,73				

E.Desplaz.  
(%)  
5,361

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	3,5	4,16	-19,12
2	6	5,46	8,83
3	8,7	7,89	9,26
4	10,5	10,06	4,12
5	11,6	11,98	-3,29
6	13,4	13,64	-1,84
8	16,6	16,27	1,93
10	18	18,09	-0,55
13	19,7	19,63	0,335
16	19,6	20,14	-2,75
20	19,4	19,84	-2,27
25	18,9	18,71	0,994
32	17,4	16,82	3,28
40	15,1	15,01	0,57
50	13	13,48	-3,73
65	12,4	12,27	0,976
80	12,1	11,76	2,78
100	11,2	11,6	-3,65
130	12,3	11,97	2,64
160	12,8	12,65	1,11
200	13,3	13,66	-2,72
250	15	14,78	1,41

## SEV E14

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		810		
1,33	0,491	809,509	0,367	0,655
62,4	1,97	807,54	0,0316	123,3
2,15	2,71	804,82	1,25	5,85
50,26	6,65	798,17	0,132	334,5
1,08	9,65	788,51	8,86	10,52
29,58				

E.Desplaz.  
(%)  
3,36

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	3,6	3,77	-4,74
2	5	4,87	2,52
3	7	6,83	2,31
4	8,5	8,47	0,298
5	9,6	9,8	-2,1
6	11,1	10,85	2,21
8	12,3	12,27	0,194
10	12,9	13,02	-0,968
13	13,3	13,37	-0,592
16	13,5	13,26	1,73
20	12,8	12,88	-0,628
25	12,4	12,4	-0,0377
32	11,9	11,93	-0,266
40	12	11,53	3,84
50	10,5	11,05	-5,3
65	10,3	10,32	-0,246
80	9,2	9,77	-6,29
100	10,3	9,51	7,59
130	10,4	9,94	4,33
160	11,1	10,89	1,85
200	12	12,35	-2,98
250	13,5	14,09	-4,43

## SEV E15

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		810		
31,32	0,288	809,712	0,00921	9,04
9,91	5,69	804,02	0,574	56,45
83,67	2,72	801,29	0,0325	228
1,44	1,57	799,72	1,09	2,27
104,2	4,24	795,48	0,0406	442,4
3,63	22,72	772,75	6,25	82,59
105,1				

## SEV E16

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830		
9,03	2,18	827,82	0,241	19,72
3,38	1,74	826,08	0,516	5,9
66	1,94	824,13	0,0294	128,1
4,84	64,25	759,88	13,25	311,4
26,89				

E.Desplaz.  
(%)  
3,07

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	11,5	11,46	0,347
2	10,8	10,69	0,984
3	9,9	10,39	-4,98
4	10,3	10,51	-2,06
5	10,6	10,8	-1,97
6	11,7	11,22	4,08
8	13	12,24	5,79
10	13,7	13,34	2,62
13	14,6	14,78	-1,27
16	15,8	15,83	-0,244
20	16,2	16,67	-2,92
25	16,7	17,09	-2,34
32	16,9	17,07	-1,05
40	17,5	16,75	4,28
50	16,2	16,25	-0,311
65	15,6	15,6	-0,0156
80	14,5	15,2	-4,88
100	15	15,18	-1,24
130	16,5	16,17	1,98
160	18,3	17,98	1,73
200	19,8	20,95	-5,84
250	25,6	24,84	2,95

E.Desplaz.  
(%)  
2,81

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	8,8	8,84	-0,549
2	8,7	8,65	0,5
3	8,1	8,18	-1,05
4	7,9	7,81	1,13
5	7,8	7,66	1,73
6	7,7	7,74	-0,601
8	8	8,31	-3,91
10	9	9	-0,0992
13	9,8	9,8	-0,00268
16	10,2	10,18	0,157
20	10,5	10,21	2,73
25	10,3	9,8	4,78
32	8,7	8,95	-2,88
40	7,8	8,01	-2,71
50	6,9	7,16	-3,8
65	7	6,55	6,4
80	6,2	6,47	-4,37
100	7	6,79	2,9
130	7,8	7,67	1,58
160	8,4	8,69	-3,52
200	10	10,03	-0,375
250	11,7	11,56	1,16

SEV E17

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm) 830	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
4,96	0,442	829,558	0,0892	2,19
27,44	0,0282	829,275	0,0102	7,74
14,48	4,97	824,31	0,343	72,04
59,86	5,9	818,4	0,0985	353,3
17,4	12,33	806,07	0,708	214,5
59,98				

SEV E18

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm) 0	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
2,32	0,263	-0,263	0,113	0,613
1,42,2	1,05	-1,32	0,00743	150,3
2,72	2,99	-4,31	1,09	8,17
19,58	87,98	-92,3	4,49	1723
134				

E.Desplaz.  
(%)  
3,604

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	9,5	9,9	-4,28
2	11,8	11,19	5,12
3	12,9	12,77	0,944
4	13	13,75	-5,83
5	13,8	14,53	-5,3
6	14,6	15,25	-4,48

E.Desplaz.  
(%)  
3,589

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	10,9	11,52	-5,73
2	14,6	14,47	2,82
3	18,6	19	-2,17
4	21,2	21,89	-3,26
5	24,7	23,46	5
6	25,2	24,05	4,56

8	18,1	16,73	7,53	8	23,6	23,34	1,08
10	18,8	18,27	2,77	10	21,2	21,42	-1,08
13	21,1	20,5	2,83	13	18,6	18,23	1,98
16	21,9	22,42	-2,39	16	15,1	15,71	-4,06
20	23,6	24,42	-3,51	20	13,5	13,75	-1,91
25	26,2	26,21	-0,0442	25	13,1	12,95	1,12
32	27,5	27,91	-1,51	32	12,8	13,26	-3,59
40	29,1	29,4	-1,05	40	14,7	14,18	3,49
50	31,8	31,15	2,04	50	16,6	15,36	7,45
65	33,4	33,84	-1,31	65	16,4	16,88	-2,96
80	35,5	36,5	-2,82	80	18	18,23	-1,32
100	39,7	39,73	-0,0825	100	18,8	19,98	-6,31
130	43,7	43,66	0,0898	130	23,1	22,72	1,61
160	44,7	46,63	-4,32	160	26,4	25,66	2,79
200	48,3	49,52	-2,54	200	29,8	29,75	0,143
250	54,1	52,03	3,81	250	34,6	34,88	-0,819
320				320			
400				400			
500				500			

## SEV E19

## SEV E20

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820					820		
88,92	0,847	819,153	0,00953	75,32	12,33	10,4	818,96	0,0849	12,91
26,14	1,39	817,76	0,0532	36,43	7,26	1,05	817,9	0,145	7,66
100,2	1,17	816,59	0,0116	117,5	101,1	1,52	816,38	0,015	154,1
7,8	5,32	811,27	0,681	41,56	6,69	4,82	811,55	0,721	32,31
148,4	18,64	792,62	0,125	2767,7	229,9	10,35	801,2	0,045	2380,1
48,02	6,45	786,17	0,134	309,8	2,02	15,81	785,39	7,82	31,94
117,8					523,8				

E.Desplaz.  
(%)  
3,362

E.Desplaz.  
(%)  
3,332

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	65,6	65,03	0,854	1,5	11,7	11,84	-1,2
2	53,4	54,22	-1,54	2	12,1	11,82	2,28
3	44	42,45	3,5	3	12,5	12,68	-1,51
4	35,9	38,38	-6,92	4	14,2	14,28	-0,611
5	35,6	36,45	-2,4	5	16,1	15,97	0,747
6	35	34,66	0,95	6	17,4	17,46	-0,345
8	31,4	30,6	2,54	8	19,1	19,56	-2,43
10	27,8	26,9	3,22	10	20,6	20,76	-0,719
13	23	23,57	-2,52	13	22,9	21,64	5,45
16	22,8	22,81	-0,0514	16	23,2	22,15	4,51
20	23,1	24,23	-4,9	20	22,4	22,88	-2,16
25	28,2	27,66	1,89	25	22,4	24,21	-8,1
32	33,3	33,06	0,709	32	25,4	26,6	-4,72
40	40,8	38,85	4,77	40	29,6	29,33	0,898
50	48,3	45,22	6,36	50	34,4	32,01	6,92
65	49,9	53,27	-6,76	65	35,4	34,19	3,39
80	60,7	59,93	1,26	80	34,6	34,66	-0,177

100	66	67,22	-1,85	100	33,6	33,77	-0,511
130	74,7	75,76	-1,42	130	30,7	31,42	-2,35
160	83,4	82,3	1,31	160	28,8	29,51	-2,49
200	90,7	88,93	1,94	200	29,3	28,68	2,08
250	95	94,97	0,0294	250	30,2	30,14	0,183

## SEV E21

## SEV E22

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		810					810		
3,11	0,715	809,285	0,229	2,22	12,35	1,59	808,41	0,129	19,68
82,17	0,243	809,042	0,00296	19,99	6,47	5,25	803,15	0,812	34,02
10,14	10,38	798,66	1,02	105,3	0,721	0,947	802,21	1,31	0,683
39,78	5,32	793,34	0,133	211,6	49,4	5,56	796,64	0,112	274,7
2,17	6,66	786,67	3,07	14,48	5,32	28,84	767,8	5,42	153,4
10,54	16,94	769,73	1,6	178,7	46,06				
37,67									

E.Desplaz.  
(%)  
4,492

E.Desplaz.  
(%)  
3,798

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	5,5	5,47	0,39	1,5	11,1	11,77	-6,12
2	6,8	6,61	2,73	2	12,1	11,24	7,03
3	7,9	8,29	-5,04	3	10,1	10,01	0,826
4	9,2	9,35	-1,69	4	9	8,92	0,858
5	10,1	10	0,892	5	7,7	8,09	-5,17
6	10,6	10,41	1,76	6	7,4	7,5	-1,46
8	10,5	10,82	-3,11	8	6,8	6,78	0,165
10	10,6	11,02	-3,96	10	6,7	6,43	3,91
13	10,9	11,22	-2,95	13	6,5	6,32	2,72
16	11,3	11,43	-1,15	16	6,6	6,52	1,19
20	11,2	11,71	-4,59	20	6,8	7,02	-3,35
25	11,7	11,99	-2,5	25	7,6	7,75	-1,99
32	11,2	12,15	-8,49	32	8,3	8,62	-3,91
40	11,3	12,07	-6,87	40	9,1	9,33	-2,62
50	11,7	11,87	-1,5	50	9,7	9,92	-2,36
65	12,1	11,8	2,41	65	10,4	10,53	-1,31
80	11,9	12,17	-2,31	80	11,8	11,09	5,95
100	14,1	13,16	6,65	100	12,3	11,97	2,63
130	15,6	15,07	3,39	130	13,8	13,58	1,53
160	16,6	16,99	-2,36	160	15,6	15,36	1,53
200	18,2	19,28	-5,97	200	16,3	17,69	-8,53
250	24	21,68	9,62	250	20,7	20,34	1,72

## SEV E23

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		840		
9,73	0,324	839,676	0,0333	3,15
32,14	2,08	837,59	0,0648	67,05
6,46	4,15	833,44	0,642	26,83
20,12	21,55	811,89	1,07	433,7
62,76	11,07	800,81	0,176	695
2,76	10,4	790,41	3,76	28,72
10,71				

E.Desplaz.  
(%)  
3,608

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	20	20,51	-2,55
2	23,2	22,29	-3,89
3	23,2	23,14	0,239
4	21,8	21,99	-0,91
5	19,5	20,07	-2,95
6	17,9	18,06	-0,903
8	15,6	14,88	4,58
10	13,3	13,14	1,15
13	11,9	12,41	-4,3
16	12,7	12,74	-0,331
20	13,3	13,65	-2,66
25	14,7	14,81	-0,792
32	16,5	16,14	2,13
40	18,1	17,25	4,68
50	18,1	18,11	-0,0846
65	19,8	18,55	6,26
80	18,5	18,28	1,14
100	16,1	17,33	-7,66
130	14,4	15,56	-8,12
160	13,7	14,04	-2,49
200	12,8	12,63	1,27
250	11,8	11,67	1,07

## SEV E24

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		870		
2,86	0,762	869,238	0,266	2,18
7,18	12,43	856,8	1,73	89,39
342,1	11,23	845,57	0,0328	3842,7
2,33	10,14	835,43	4,34	23,67
166,7	7,94	827,48	0,0476	1325
15,61				

E.Desplaz.  
(%)  
5,007

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	3,9	3,81	2,21
2	4,6	4,3	-2,52
3	4,7	5,07	-7,96
4	5,6	5,6	-0,128
5	6,3	5,99	4,79
6	6,9	6,3	8,6
8	7,3	6,8	6,76
10	7,1	7,23	-2,27
13	7,4	7,99	-7,99
16	8,2	8,83	-7,7
20	9,9	10,11	-2,16
25	11,6	11,88	-2,41
32	14,3	14,42	-0,886
40	17,4	17,2	1,13
50	21,9	20,3	7,29
65	24,5	24,11	1,56
80	28,4	27,01	4,89
100	30,5	29,67	2,7
130	30,1	31,72	-5,4
160	30,2	32,2	-6,64
200	32	31,45	1,68
250	30,2	29,54	2,17

## SEV E25

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		870		
105,6	0,913	869,087	0,00865	96,48
5,31	0,788	868,3	0,148	4,19
128,5	2,15	866,14	0,0168	277,5
21,29	20,26	845,88	0,951	431,5
76,7	12,64	833,23	0,164	970,1
24,88				

## SEV E26

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		840		
34,85	0,0934	839,9066	0,00268	3,25
1119,8	0,337	839,569	0,0003018	378,4
51,83	1,01	838,56	0,0195	52,45
157,1	10,77	827,79	0,0685	1692,2
41,21	15,34	812,45	0,372	632,3
338,7	13,21	799,23	0,039	4476,2

55,85

E.Desplaz.  
(%)  
3,601E.Desplaz.  
(%)  
2,728

AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 ( m )	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	65	66,74	-2,68	1,5	250	252,2	-0,919
2	50,3	48,07	4,42	2	245,7	246,6	-0,392
3	27,3	28,18	-3,23	3	211,6	206,8	2,22
4	23,6	23,65	-0,222	4	177,5	170,4	3,94
5	25,4	24,51	3,47	5	141,4	148,3	-4,94
6	27	26,58	1,54	6	132,2	137,3	-3,9
8	30,9	30,27	2,01	8	136,8	131,2	4,03
10	30,6	32,57	-6,44	10	134,8	131,2	2,62
13	33,8	34,05	-0,758	13	131,7	130,6	0,786
16	33,4	34,15	-2,25	16	125,4	127,4	-1,6
20	33,6	33,32	0,826	20	119,1	120,4	-1,15
25	33	31,94	3,19	25	108,4	110,6	-2,04
32	30,1	30,5	-1,34	32	99,4	98,83	0,572
40	30,1	29,84	0,842	40	90,5	90,43	0,0687
50	31,2	29,96	3,95	50	89	86,24	3,09
65	29,8	30,69	-3	65	87,4	86,28	1,27
80	29,8	31,19	-4,67	80	86	87,85	-2,15
100	29,9	31,23	-4,45	100	84,5	88,48	-4,71
130	28,5	30,52	-7,08	130	85,8	86,06	-0,307
160	29,7	29,54	0,506	160	84,9	81,8	3,64
200	26,6	28,38	-6,71	200	77,7	75,95	2,25
250	28	27,32	2,4	250	67,9	70,05	-3,17

SEV E27

SEV E28

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		880					840		
112	0,872	879,128	0,00779	97,79	104,6	1,01	838,99	0,00973	106,6
44,72	2,17	876,96	0,0485	97,06	38,74	14,35	824,63	0,37	556,2
63,7	26,91	850,05	0,422	1714,4	67,17	16,29	808,34	0,242	1094,5
18,94	13,55	836,49	0,715	256,8	22,26	14,15	794,19	0,635	315
157,5	18,57	817,91	0,117	2926,1	48,53				
35,49									

E.Desplaz.  
(%)  
2,863E.Desplaz.  
(%)  
3,494

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	85,5	88,21	-3,17	1,5	82	86,41	-5,37
2	81,5	76,33	6,34	2	80,8	75,18	6,95
3	58	61,75	-6,47	3	58,3	58,35	-0,089
4	56,8	56,15	-1,13	4	48,6	49,4	-1,64
5	56,9	54,63	3,97	5	44,6	44,99	-0,891
6	53,8	54,71	-1,7	6	42,2	42,79	-1,39

8	55	56,12	-2,04	8	40,3	40,99	-1,73
10	60	57,54	4,09	10	38,4	40,48	-5,42
13	57	59	-3,51	13	41,6	40,51	2,59
16	60	59,79	0,341	16	44,3	40,97	7,49
20	59	60,15	-1,95	20	42,9	41,87	2,38
25	59,9	59,88	0,0235	25	42,4	43,1	-1,65
32	59,3	58,73	0,959	32	46,6	44,53	4,42
40	58,4	56,9	2,55	40	43,5	45,5	-4,61
50	54,3	54,58	-0,532	50	45,1	45,82	-1,61
65	52	51,97	0,0386	65	46,6	45,33	2,71
80	49,4	50,62	-2,47	80	44,9	44,59	0,675
100	49,5	50,03	-1,08	100	44,4	43,94	1,01
130	49,6	49,83	2,08	130	43,9	43,83	0,156
160	49,7	49,25	0,887	160	42,7	44,25	-3,63
200	47,2	47,77	-1,22	200	44,5	44,99	-1,12
250	44,7	45,53	-1,86	250	46,3	45,81	1,05

## SEV E29

## SEV E30

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830					900		
48,13	3,11	826,89	0,0647	149,9	15,49	5,7	894,3	0,367	88,37
24,47	13,38	813,51	0,546	327,5	46,19	0,334	893,97	0,00725	15,47
52,19	13,59	799,91	0,26	709,5	0,833	1,71	892,25	2,05	1,43
13,93	1,83	798,08	0,131	25,57	60,12	16,37	875,88	0,272	984,5
0,222	0,424	797,65	1,91	0,0942	18,89	55,8	820,07	2,95	1054,3
71,23					16,33				

## E.Desplaz.

## E.Desplaz.

(%)  
4,112

(%)  
5,232

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	43,1	47,74	-10,78	1,5	15,6	15,47	0,832
2	48,2	47,28	1,9	2	15,9	15,43	2,92
3	49,5	45,72	7,62	3	15,8	15,29	3,17
4	44,7	43,53	2,61	4	15,5	15,05	2,85
5	42,1	41,05	2,48	5	15,2	14,7	3,25
6	37,7	38,61	-2,41	6	14,1	14,25	-1,06
8	33,9	34,49	-1,76	8	12,3	13,13	-6,77
10	31	31,66	-2,13	10	10,6	11,93	-12,55
13	28,5	29,29	-2,78	13	10	10,38	-3,81
16	28,9	28,29	2,09	16	9,9	9,4	5,02
20	28,8	27,99	2,78	20	9,9	8,96	9,44
25	29,1	28,26	2,87	25	10	9,34	6,53
32	28,8	28,79	0,00109	32	10	10,6	-6,08
40	28,8	29,08	-0,999	40	12,5	12,22	2,22
50	28,7	28,94	-0,841	50	13,3	14	-5,32
65	27,1	28,39	-4,76	65	15,1	16,06	-6,41
80	27,9	28,19	-1,04	80	17,8	17,51	1,6
100	28,2	28,85	-2,32	100	18	18,74	-4,13
130	32,6	31,29	4,01	130	20,2	19,63	2,81
160	36,9	34,39	6,78	160	19,7	19,86	-0,821

200	38,1	38,48	-1,01	200	20,6	19,69	4,39
250	40,5	42,92	-5,98	250	18,6	19,21	-3,31

SEV E31

SEV E32

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		870					910		
136,5	0,348	869,652	0,00255	47,55	33,68	1,05	908,95	0,0314	35,67
6,93	2,59	867,06	0,373	17,98	5,12	3,34	905,6	0,652	17,16
39,24	1,77	865,29	0,0452	69,75	8,25	12,42	893,18	1,5	102,5
2,01	2,68	862,6	1,33	5,39	0,848	2,08	891,1	2,45	1,76
25,58	12,29	850,31	0,48	314,5	470,9	21,4	869,69	0,0454	10081,2
2,89	13,24	837,06	4,57	38,36	0,514				
18,65									

E.Desplaz.

E.Desplaz.

(%)  
3,999

(%)  
4,991

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	13,7	13,59	0,744	1,5	23,7	25,34	-6,93
2	8,9	9,05	-1,69	2	23	20,12	12,49
3	8,2	8,26	-0,759	3	11,6	12,44	-7,24
4	9,1	8,82	3,01	4	8,2	8,69	-5,99
5	10	9,48	5,17	5	7,2	7,16	0,529
6	9,8	10,04	-2,5	6	6,8	6,61	2,7
8	10,3	10,72	-4,16	8	6,3	6,49	-3,09
10	10,6	10,92	-3,05	10	6,3	6,67	-5,93
13	10,7	10,75	-0,52	13	6,8	6,95	-2,34
16	10,8	10,45	3,23	16	7,2	7,17	0,281
20	10,2	10,16	0,357	20	7,6	7,41	2,46
25	10	10,08	-0,831	25	8	7,7	3,7
32	10,5	10,25	2,32	32	8,3	8,24	0,603
40	10,6	10,49	0,951	40	9,1	9,13	-0,348
50	10,8	10,65	1,37	50	11	10,53	4,26
65	10,2	10,66	-4,53	65	12,3	12,89	-4,83
80	10	10,65	-6,57	80	14,9	15,25	-2,4
100	11	10,82	1,62	100	19,5	18,16	6,87
130	12	11,39	5,03	130	23,1	21,83	5,49
160	13,4	12,13	9,45	160	25,4	24,68	2,79
200	12,6	13,08	-3,87	200	27	27,35	-1,31
250	13,2	14,08	-6,68	250	29,1	29,12	-0,0964

SEV E33

SEV E34

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		850					860		
68,15	0,532	849,468	0,00781	36,29	214,7	0,821	859,179	0,00383	176,3
41,75	5,73	843,74	0,137	239,3	20,15	6,43	852,75	0,319	129,6
4,23	23,01	820,72	5,43	97,4	32,48	5,08	847,66	0,156	165,1

32,6	19,55	801,16	0,599	637,7	62,88	24,89	822,77	0,395	1565,7
13,16					120,7	9,14	813,63	0,0756	1104,2
					3,14	9,65	803,97	3,07	30,34
					68,84				

E.Desplaz.  
(%)  
5,261

E.Desplaz.  
(%)  
3,405

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	51,3	51,79	-0,967	1,5	119,7	123,3	-3,07
2	48,2	47,75	0,913	2	89,7	83,79	6,58
3	44,1	43,7	0,899	3	38,9	41,66	-7,1
4	42,8	41,41	3,23	4	28,4	27,87	1,84
5	38,6	39,37	-1,99	5	25,2	23,81	5,5
6	37,1	37,19	-0,254	6	22,5	22,69	-0,878
8	32,6	32,3	0,906	8	21,6	22,73	-5,27
10	27,8	27,16	2,28	10	23,1	23,63	-2,33
13	19,9	20,2	-1,54	13	26,3	25,52	2,94
16	14,8	14,92	-0,825	16	28,6	27,62	3,41
20	10	10,43	-4,32	20	30,6	30,39	0,669
25	7,5	7,67	-2,33	25	32,7	33,54	-2,59
32	7,1	6,47	8,76	32	36,3	37,18	-2,43
40	7	6,53	6,7	40	40,9	40,25	1,57
50	7,6	7,17	5,64	50	44,2	42,7	3,38
65	8,8	8,28	5,87	65	46,5	44,22	4,88
80	8,5	9,26	-8,95	80	45,5	44,07	3,14
100	9,4	10,29	-9,48	100	43,6	42,59	2,31
130	10,2	11,36	-11,45	130	40,4	39,9	1,23
160	11,3	12,05	-6,71	160	37,7	38,1	-1,06
200	12,6	12,61	-0,107	200	37	37,53	-1,43
250	13,4	12,97	3,15	250	39,7	38,8	2,24
320				320	43	42,02	2,26
400				400	44,8	45,8	-2,24
500				500	50,1	49,76	0,677

SEV E35

SEV E36

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820					820		
34,86	0,984	819,016	0,0282	34,32	28,2	2,21	817,79	0,0784	62,38
8,85	2,49	816,53	0,281	22,09	1117,6	0,369	817,42	0,0003302	412,4
24,37	1,88	814,64	0,0774	46,01	14,49	9,76	807,66	0,673	141,4
12,26	6,56	808,07	0,535	80,55	44,36	38,1	769,56	0,858	1690,5
32,2	7,65	800,41	0,237	246,5	17,4				
1,14	1,78	798,63	1,56	2,04					
34,78	22,63	775,99	0,65	787,4					
14,35									

E.Desplaz.  
(%)  
1,592

E.Desplaz.  
(%)  
4,307

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	26,5	26,77	-1,03	1,5	29,6	29,71	-0,403
2	22,5	22,14	1,59	2	33,1	31,38	5,17
3	15,6	15,88	-1,84	3	33,7	36,1	-7,13
4	13,5	13,27	1,67	4	39,8	41,36	-3,93
5	12,4	12,52	-1,03	5	45,4	46,01	-1,35
6	12,4	12,54	-1,13	6	49,5	49,57	-0,142
8	13,3	13,13	1,26	8	57	53,38	6,34
10	13,7	13,7	-0,0299	10	55,7	53,83	3,34
13	14,6	14,3	2,03	13	52,4	51	2,66
16	14,4	14,71	-2,2	16	45,8	46,52	-1,58
20	14,9	15,13	-1,58	20	38,9	40,63	-4,46
25	15,6	15,51	0,521	25	34,9	35,17	-0,794
32	16	15,82	1,07	32	32	31,21	2,45
40	16,3	15,96	2,03	40	30,6	29,91	2,24
50	16	16,04	-0,263	50	29,8	30,1	-1,02
65	15,6	16,21	-3,92	65	31,7	30,62	3,39
80	16,6	16,47	0,777	80	32,9	30,84	6,23
100	17,2	16,78	2,41	100	30,2	30,03	0,557
130	16,9	16,97	-0,459	130	26,4	27,96	-5,91
160	16,8	16,88	-0,51	160	26,4	25,79	2,3
200	16,8	16,56	1,42	200	21,1	23,4	-10,93
250	16	16,1	-0,653	250	21,7	21,35	1,57
320	15,4	15,58	-1,22	320			
400	15	15,19	-1,31	400			
500	15,2	14,9	1,92	500			

## SEV E37

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
							870		
					2,37	0,317	869,683	0,133	0,751
					73,46	1,26	868,43	0,0171	92,68
					21,27	2,94	865,48	0,138	62,64
					44,56	43,71	821,77	0,98	1947,8
					88,65	6,93	814,83	0,782	615
					9,73	5,03	809,8	0,516	48,97
					11,72				

## SEV E38

E.Desplaz.  
(%)E.Desplaz.  
(%)  
4,829

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	20,2	21,5	-6,48	1,5	8,7	9,57	-10,02
2	17,8	16,31	8,32	2	12	12,06	-0,582
3	9,1	9,25	-1,74	3	16,9	16,16	4,34
4	6,5	6,6	-1,6	4	20,2	19,27	4,6
5	6,1	6,19	-1,63	5	22,7	21,63	4,69
6	6,8	6,62	2,54	6	24,5	23,46	4,23
8	7,8	7,97	-2,28	8	26,6	26,08	1,92
10	9	9,2	-2,27	10	26,3	27,93	-6,2

13	10,5	10,57	-0,728	13	28,9	30,01	-3,87
16	11,7	11,46	2,03	16	30,7	31,69	-3,25
20	12,8	12,07	5,65	20	33	33,55	-1,66
25	12,7	12,24	3,6	25	35,8	35,36	1,2
32	11,2	11,9	-6,28	32	35,6	37,14	-4,34
40	11,3	11,28	0,102	40	38,6	38,33	0,673
50	10,5	10,65	-1,51	50	40,9	38,92	4,83
65	10,1	10,28	-1,83	65	41	38,51	6,07
80	10,7	10,41	2,63	80	39,6	37,08	6,34
100	11,2	10,92	2,42	100	32,6	34,31	-5,27
130	12	11,77	1,84	130	28,2	29,58	-4,91
160	12,5	12,48	-2,3	160	23,7	25,22	-6,45
200	12,3	13,17	-7,08	200	20,6	20,73	-0,675
250	14,5	13,76	5,09	250	18,3	17,13	6,37
320				320	15,1	14,51	3,89
400				400	13,4	13,2	1,46
500				500	11,8	12,53	-6,19

## SEV E39

## SEV E40

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		870					860		
24,94	2,23	867,77	0,0897	55,8	12,05	0,725	859,275	0,0601	8,74
8,64	7,99	859,78	0,924	69,06	34,16	0,991	858,29	0,029	33,86
134	4,03	855,74	0,0301	541,3	1,52	0,431	857,86	0,283	0,656
69,11	3,91	851,82	0,0566	270,4	71,91	2,49	855,36	0,0346	179,4
9,13	23,34	828,48	2,55	213,3	0,666	2,57	852,79	3,86	1,71
363,4	28,73	799,75	0,079	10441,7	403,4	27,86	824,92	0,069	11243,2
3,14					2,31				

## E.Desplaz.

## E.Desplaz.

(%)  
3,98

(%)  
2,981

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %	AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	24,9	24,22	2,7	1,5	15,7	15,64	0,372
2	23,6	23,43	0,682	2	16,6	16,77	-1,03
3	19,9	21,2	-6,53	3	17,4	17,22	1,01
4	18,8	18,69	0,582	4	16,4	16,57	-1,03
5	17,2	16,46	4,26	5	16,1	15,84	1,56
6	14,5	14,75	-1,75	6	15,3	15,39	-0,642
8	12,6	12,8	-1,66	8	15,3	15,24	0,391
10	12,5	12,25	1,97	10	15,1	15,44	-2,3
13	13,1	12,75	2,65	13	15,1	15,5	-2,68
16	13,5	13,92	-3,15	16	15,3	15,04	1,68
20	14,8	15,74	-6,38	20	14,4	13,97	2,96
25	17,3	17,87	-3,33	25	13,2	12,59	4,61
32	21	20,24	3,58	32	11,2	11,33	-1,17
40	24	22,14	7,73	40	10,5	11,02	-5
50	24,7	23,66	4,18	50	11,3	11,81	-4,54
65	24,5	25,03	-2,17	65	13,8	14,05	-1,86
80	24,4	26,02	-6,65	80	16,7	16,57	0,745
100	26,2	27,36	-4,44	100	20,8	19,74	5,05

130	30,6	29,66	3,07
160	33,1	31,95	3,44
200	35,1	34,37	2,07
250	35,2	35,91	-2,01

130	25,3	23,8	5,89
160	28	27,01	3,52
200	30,3	30,07	0,752
250	31,2	32,24	-3,33

SEV E41

SEV E42

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )	Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
810									
11,72	0,706	809,294	0,0602	8,28	1,63	0,404	809,596	0,247	0,663
4,74	3,01	806,29	0,634	14,29	144,4	0,093	809,502	0,0006453	13,46
15,17	1,35	804,94	0,089	20,5	9,47	7,9	801,61	0,833	74,86
0,563	1,36	803,57	2,42	0,769	43,75	6,39	795,21	0,146	279,9
64,35	5,92	797,65	0,092	381,3	13,92	28,21	767	2,02	392,8
7,51	15,49	782,15	2,06	116,4	21,06				
29,93									

E.Desplaz.  
(%)  
1,825

E.Desplaz.  
(%)  
3,97

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	8,3	8,32	-0,36
2	5,3	7,09	0,00436
3	5,9	5,88	0,272
4	5,4	5,51	-2,06
5	5,4	5,42	-0,412
6	5,3	5,41	-2,08
8	5,3	5,39	-1,71
10	5,5	5,33	2,99
13	5,3	5,29	0,0188
16	5,3	5,41	-2,21
20	5,8	5,8	-0,0885
25	6,5	6,49	0,0394
32	7,8	7,55	3,18
40	9	8,66	3,74
50	10,2	9,85	3,41
65	11,6	11,31	2,45
80	12,6	12,53	0,485
100	13,9	13,95	-0,367
130	15,7	15,77	-0,49
160	17,5	17,34	0,886
200	19	19,1	-0,547
250	21,1	20,86	1,1

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	4,5	4,81	-7,01
2	6,1	5,83	4,36
3	8	7,27	9
4	8,2	8,2	-0,0221
5	8,2	8,81	-7,51
6	8,9	9,25	-3,97
8	10	9,88	1,15
10	10,6	10,41	1,75
13	11,4	11,21	1,6
16	12,3	12,05	1,98
20	13,1	13,14	-0,356
25	14,2	14,32	-0,884
32	15,2	15,53	-2,2
40	16,3	16,38	-0,548
50	17	16,96	0,224
65	17,5	17,34	0,876
80	17,4	17,55	-0,891
100	18,8	17,81	5,24
130	17,7	18,25	-3,12
160	17,6	18,69	-6,2
200	20	19,18	4,06
250	19,7	19,64	0,272

## SEV E43

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820		
15,5	0,687	819,313	0,0443	10,65
3,87	1,27	818,05	0,328	4,92
11,64	4,61	813,43	0,396	57,77
41,17	2,43	810,99	0,059	100,1
10,64	0,869	810,12	0,0817	9,25
3,71	13,99	796,13	3,76	52,01
23,12				38,63

E.Desplaz.  
(%)  
4,725

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	9,4	9,45	-0,554
2	7,8	7,65	1,9
3	6,4	6,53	-2,15
4	6,8	6,82	-0,384
5	7,2	7,42	-3,12
6	8	8,03	-0,39
8	10	9,06	9,38
10	9,8	9,83	-0,405
13	11,1	10,59	4,51
16	11,1	10,95	1,27
20	10,5	11	-4,83
25	10	10,69	-6,96
32	9,8	10,1	-3,09
40	9	9,63	-7,07
50	8,8	9,53	-8,37
65	10	10,09	-0,971
80	11,4	11,01	3,35
100	11,9	12,3	-3,4
130	13,4	13,99	-4,4
160	14,8	15,33	-3,62
200	16,3	16,72	-2,63
250	18,4	18,01	2,09
320	18,1	19,26	-6,45
400	19,6	20,22	-3,18
500	23,1	21	9,08

## SEV E44

Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		820		
171,3	0,582	819,418	0,0034	99,76
6,32	1,79	817,63	0,283	11,35
12,7	4,61	813,01	0,363	58,64
58,97	1,79	811,22	0,0304	105,8
3,62	17,12	794,09	4,72	62,01

E.Desplaz.  
(%)  
5,37

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	47,4	50,75	-7,06
2	28,9	25,65	11,24
3	9,9	10,71	-8,22
4	8,4	9,01	-7,27
5	9,1	9,29	-2,14
6	10,3	9,81	4,72
8	11,6	10,74	7,39
10	12,2	11,41	6,43
13	12	11,97	0,237
16	11,8	12,08	-2,4
20	11,5	11,77	-2,41
25	10,7	11,06	-3,39
32	9,9	10,07	-1,74
40	9,4	9,39	0,0513
50	9,7	9,28	4,26
65	9,8	10,09	-3,05
80	11,6	11,39	1,8
100	13,3	13,22	0,585
130	14,8	15,74	-6,4
160	17,2	17,92	-4,24
200	21,1	20,39	3,36
250	24,5	22,9	6,51

## SEV E45

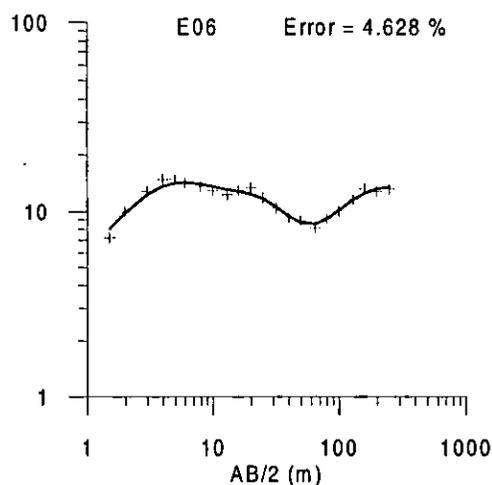
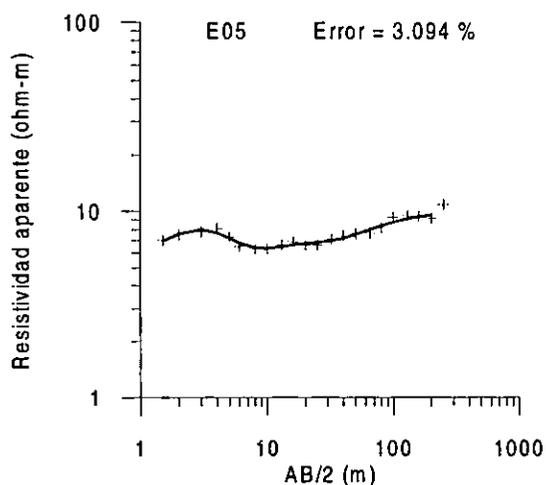
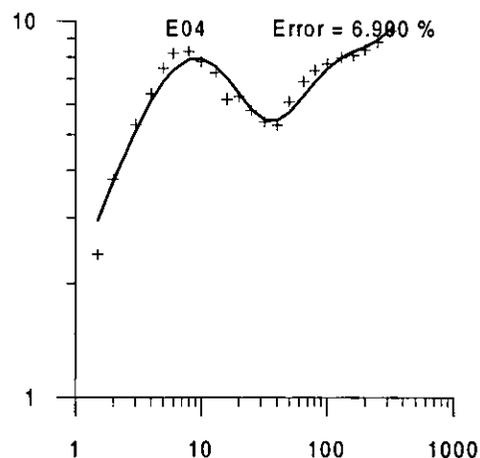
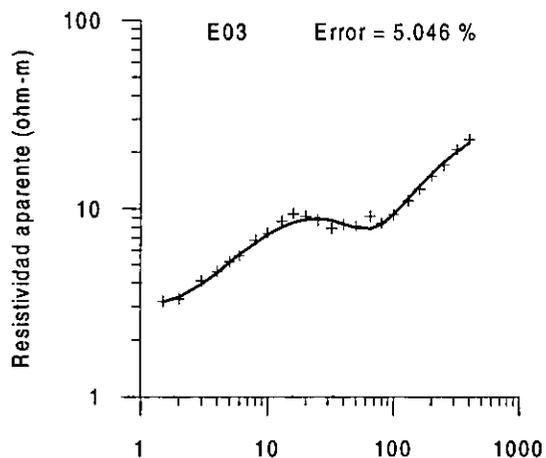
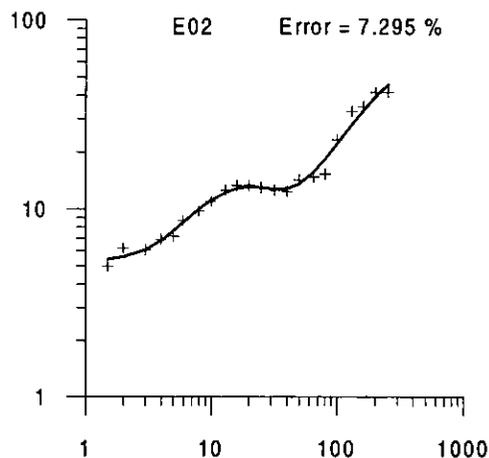
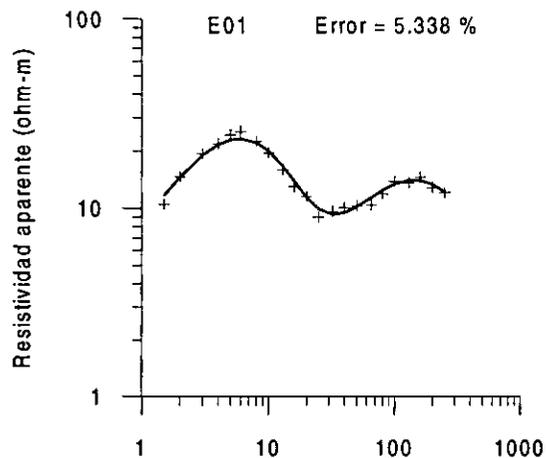
Resistividad (ohm-m)	Espesor (m)	Elevación (msnm)	Cond.Long. (Siemens)	Res.Trans. (ohm-m <sup>2</sup> )
		830		
4,04	2,9	827,1	0,717	11,72
25,11	0,022	827,08	0,0009098	0,573
14,27	6,22	820,85	0,436	88,89

12,14	0,204	820,65	0,0167	2,47
0,441	2,51	818,13	5,71	1,11
31,65	10,69	807,43	0,337	338,6
0,358	5,77	801,66	16,12	2,06
506,5				

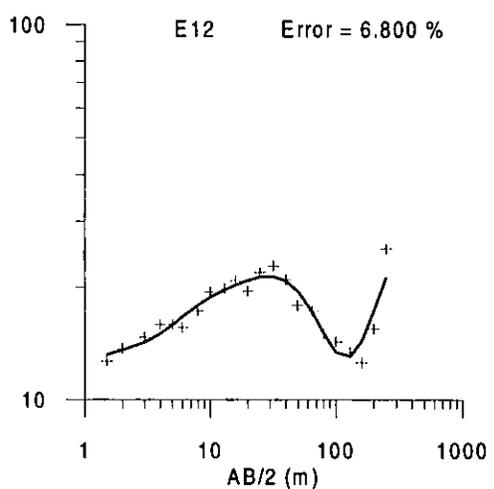
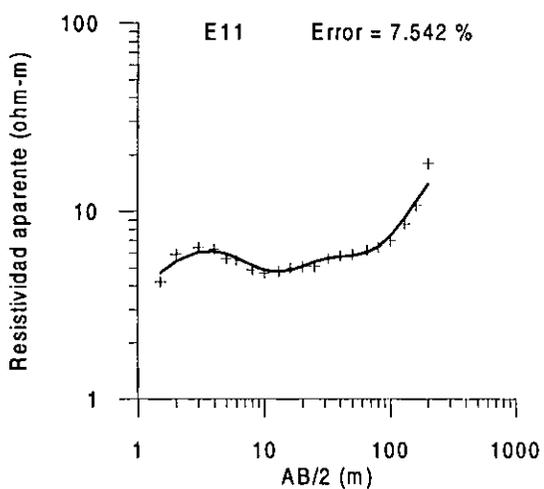
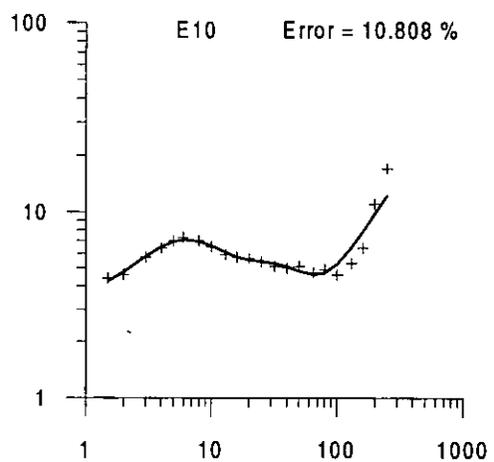
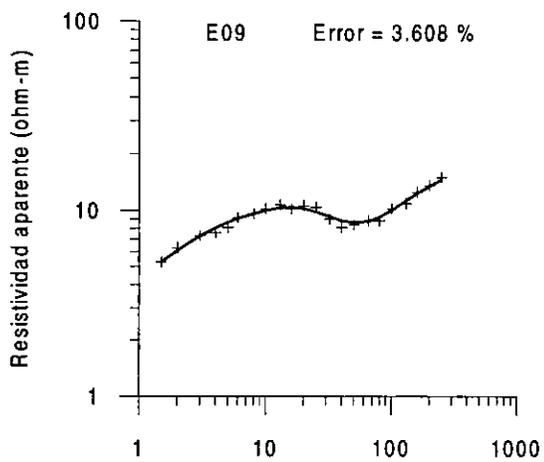
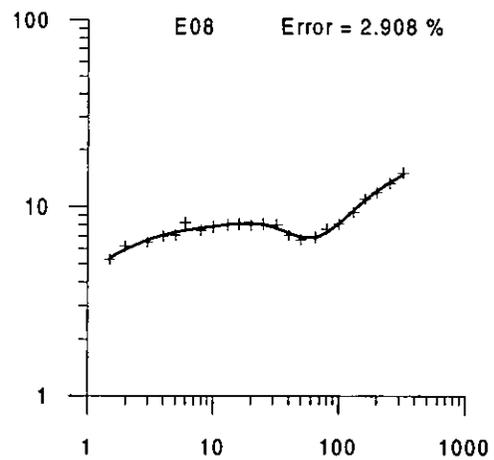
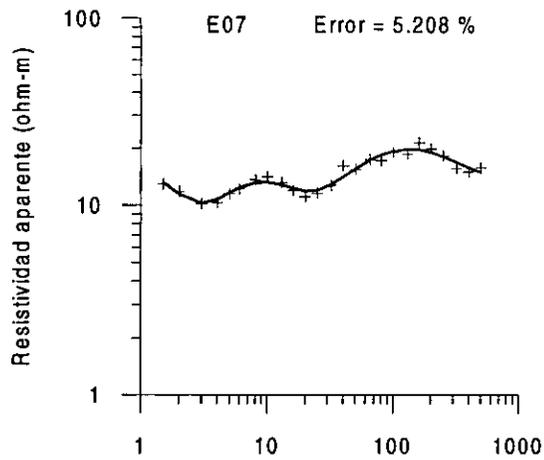
E.Desplaz.  
(%)  
4,076

AB/2 (m)	Resistividad (ohm-m)	Res.Sint. (ohm-m)	Diferencia %
1,5	4	4,11	-2,86
2	4,2	4,2	-0,063
3	4,4	4,49	-2,11
4	5	4,89	2,09
5	5,7	5,34	6,26
6	6,2	5,78	6,77
8	6,5	6,5	-0,137
10	6,7	6,99	-4,33
13	6,8	7,3	-7,39
16	6,9	7,27	-5,4
20	6,9	6,95	-0,796
25	6,7	6,42	4,06
32	6	5,81	3
40	5,4	5,46	-1,18
50	5,6	5,4	3,53
65	5,8	5,64	2,59
80	6,1	5,97	2,1
100	6,3	6,37	-1,11
130	6,6	6,97	-5,66
160	7,2	7,69	-6,92
200	9,2	8,89	3,35
250	10,9	10,64	2,32

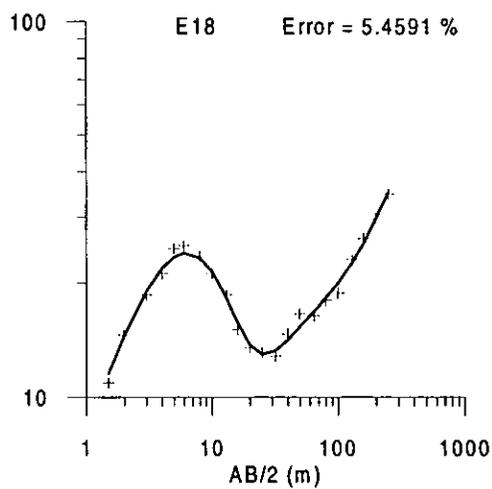
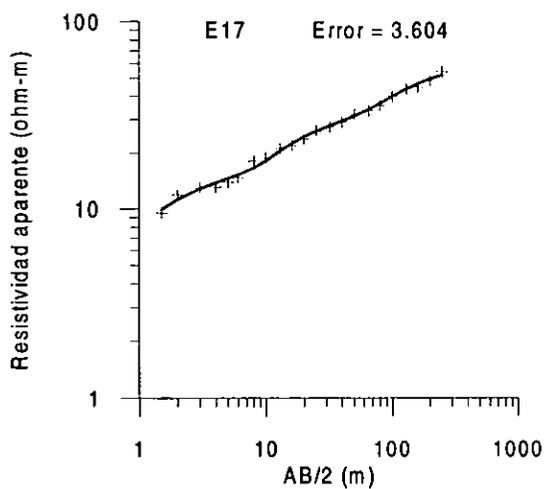
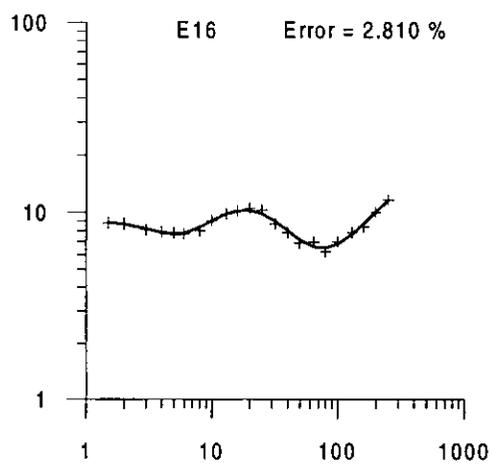
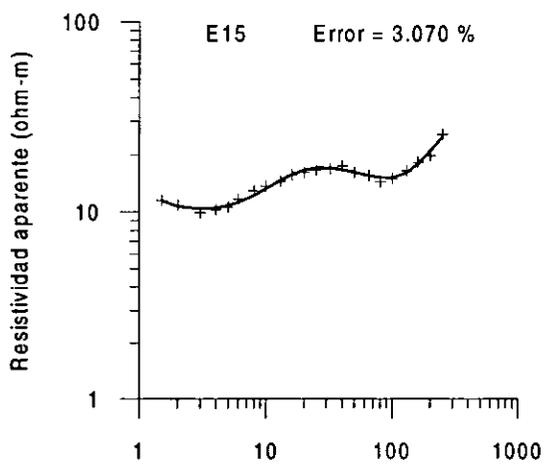
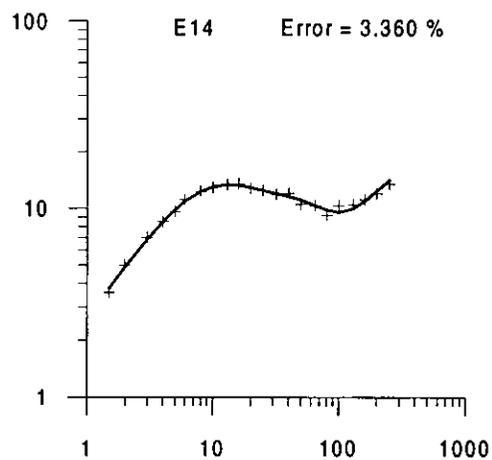
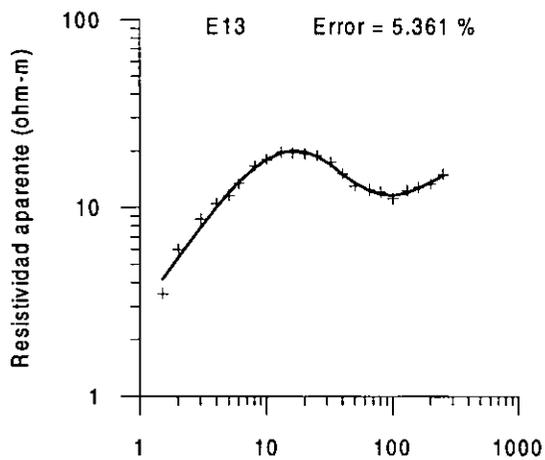
**II. - Datos de campo con curva de modelado 1D. Estelí 1997.**



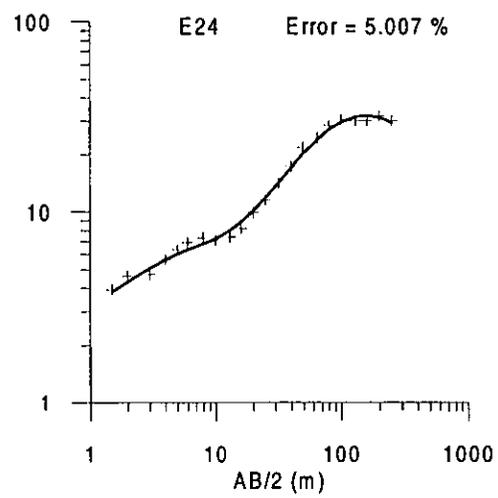
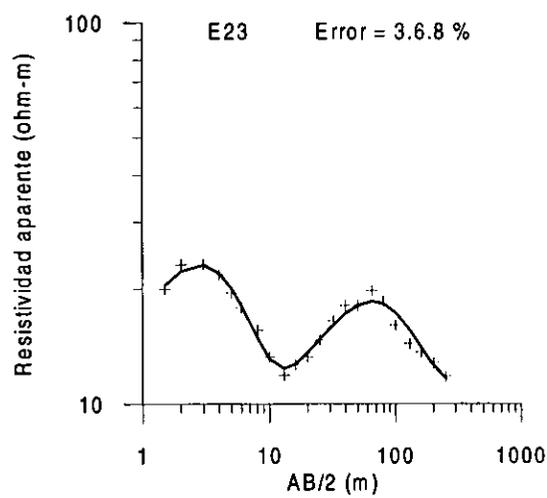
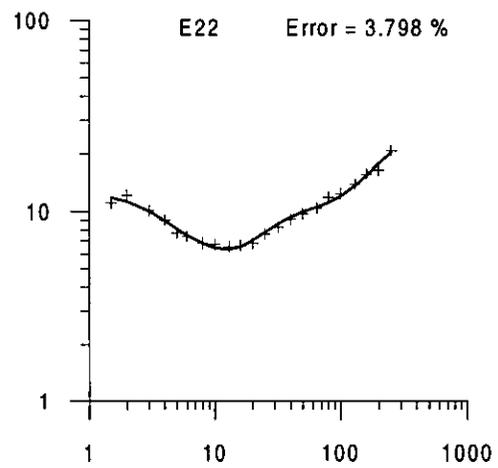
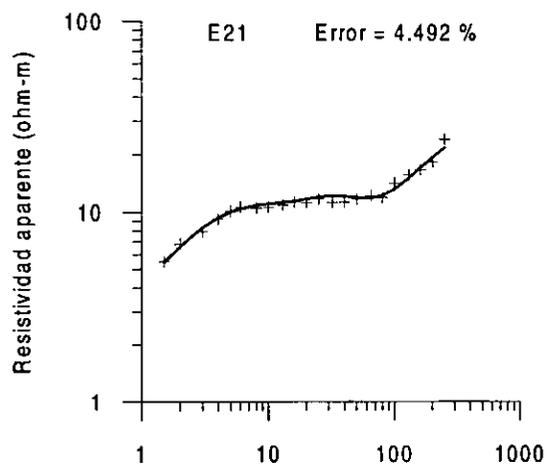
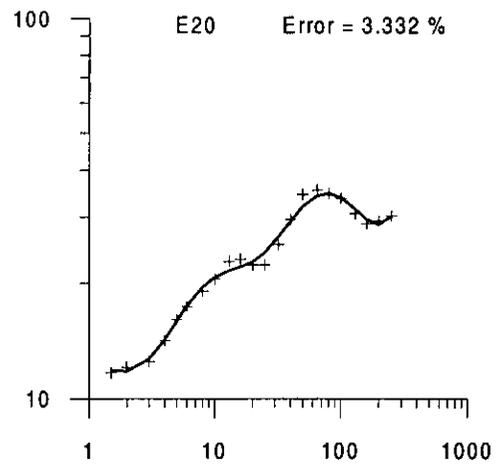
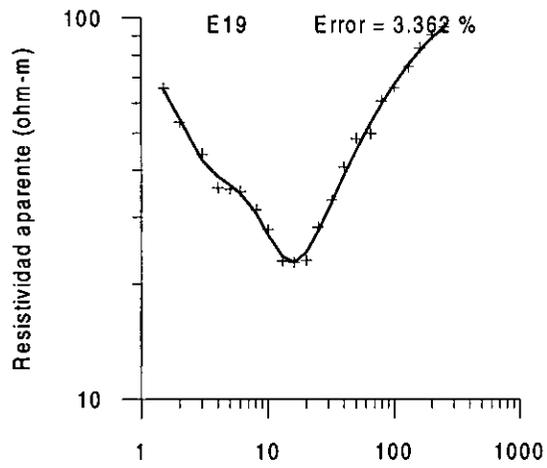
+ Datos de campo    -- Curva sintética



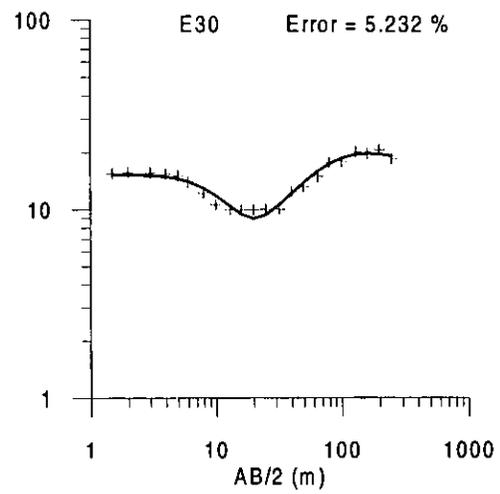
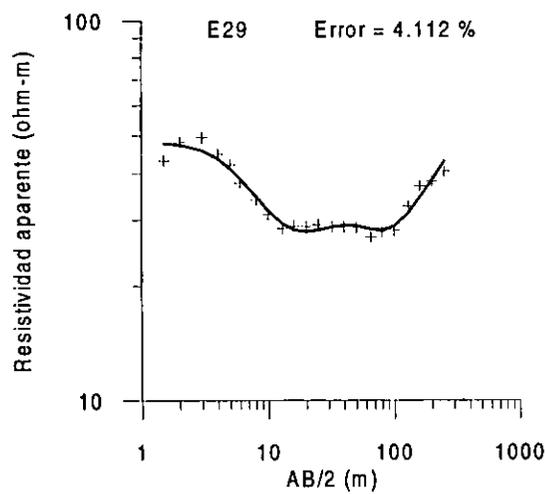
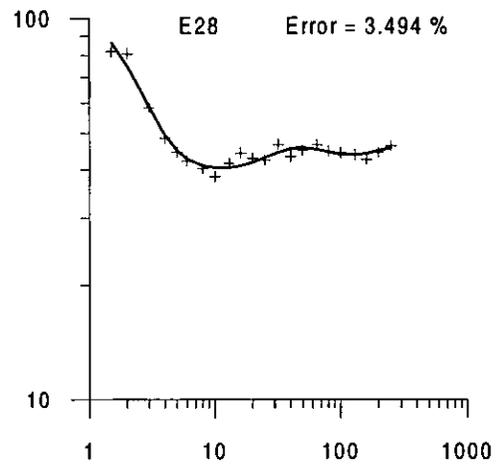
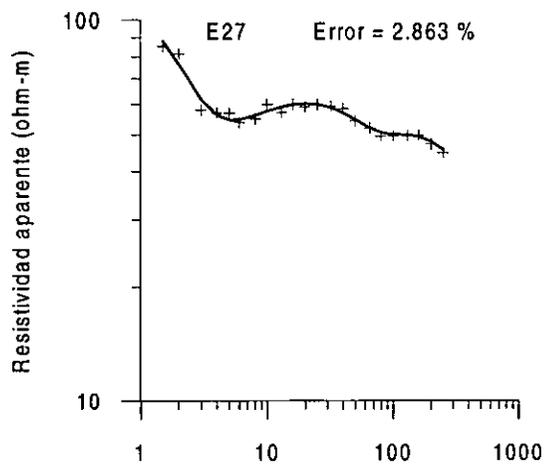
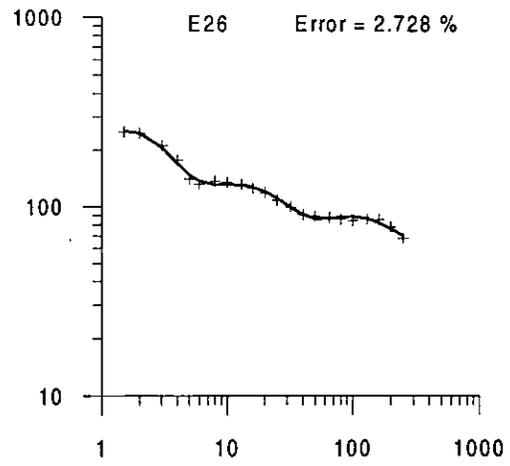
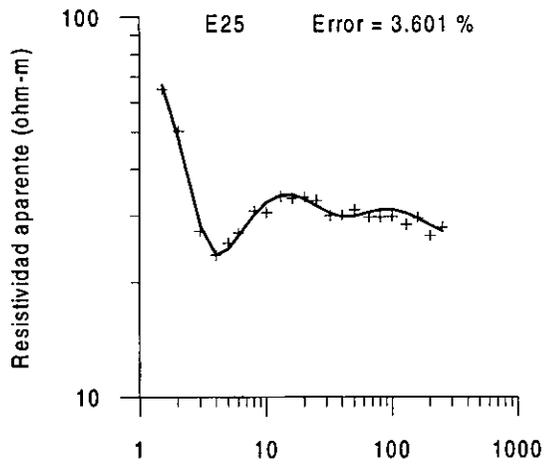
+ Datos de campo    — Curva sintética



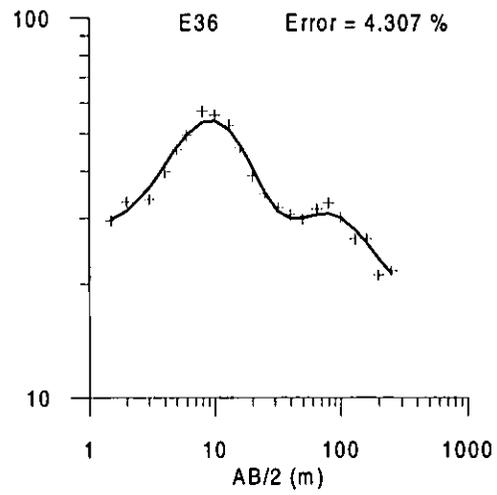
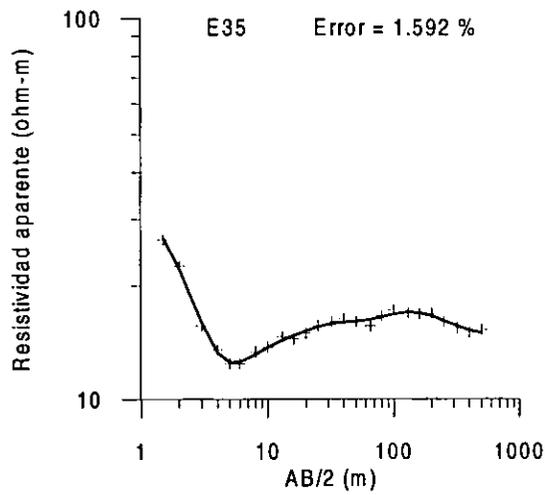
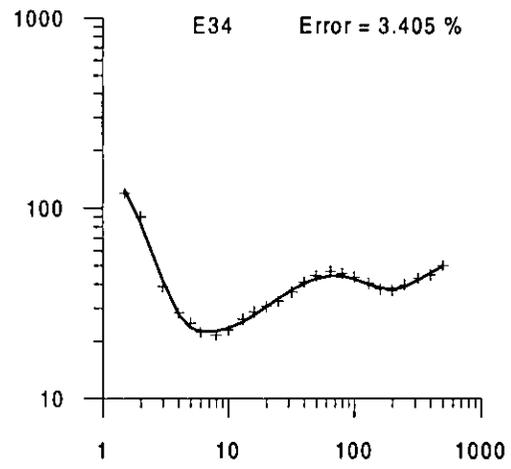
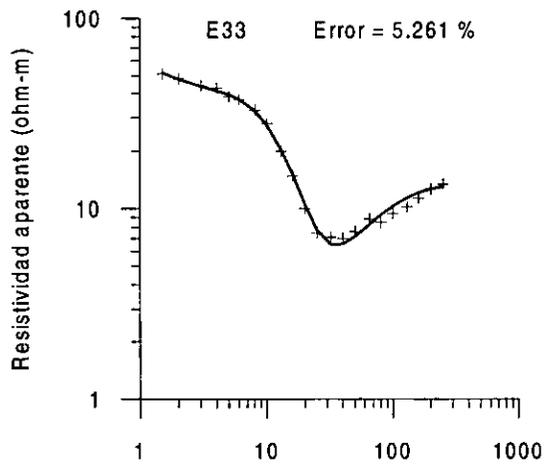
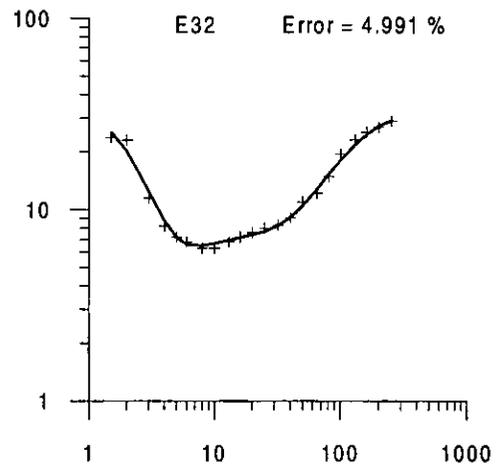
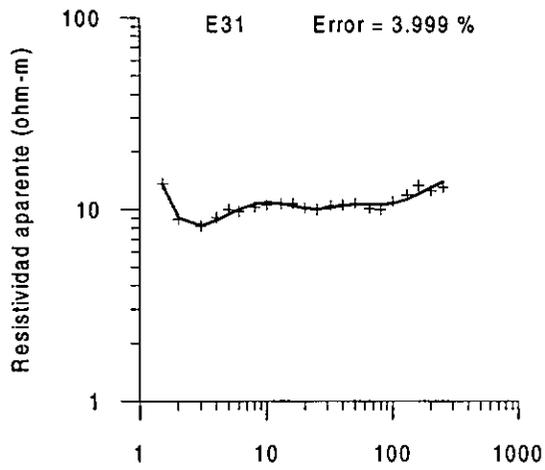
+ Datos de campo    -- Curva sintética



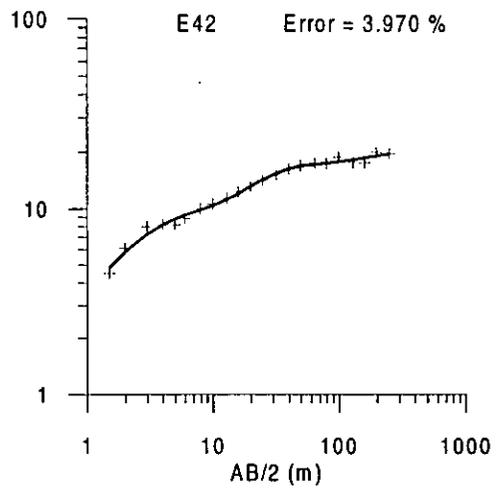
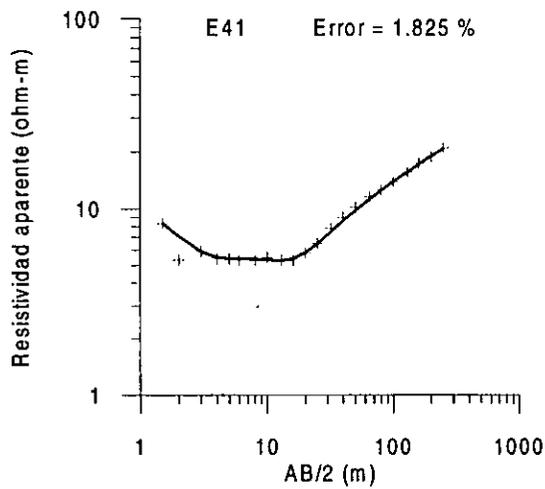
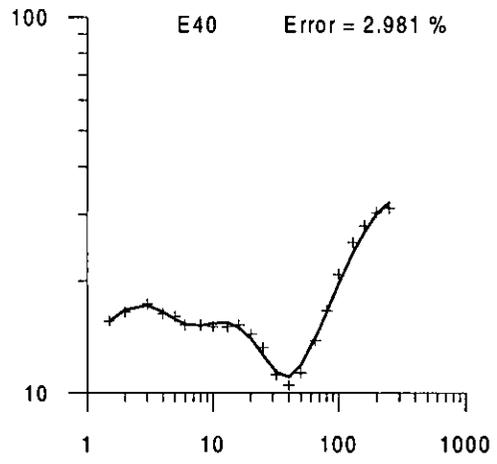
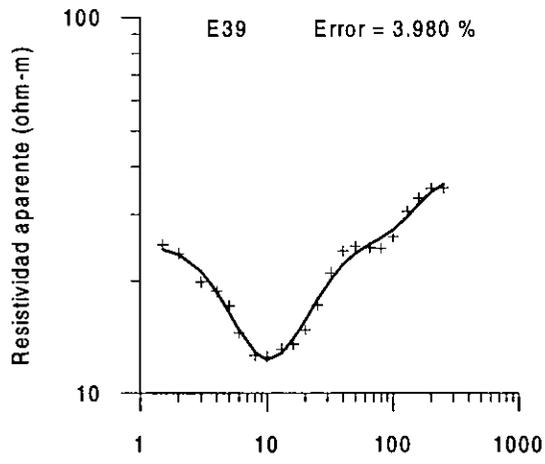
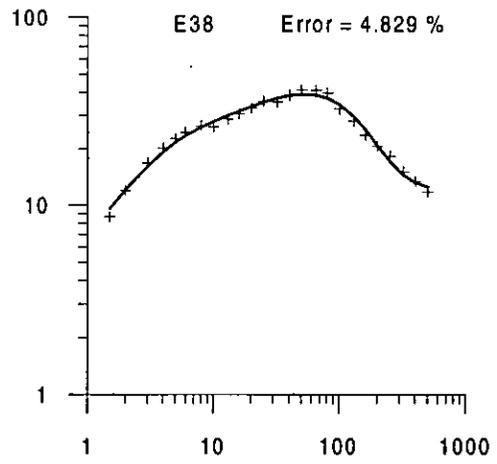
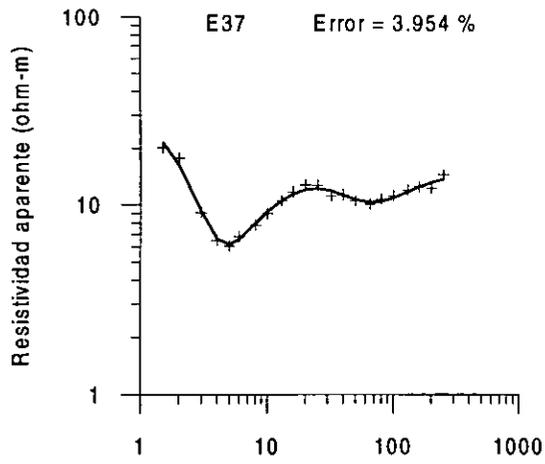
+ Datos de campo    -- Curva sintética



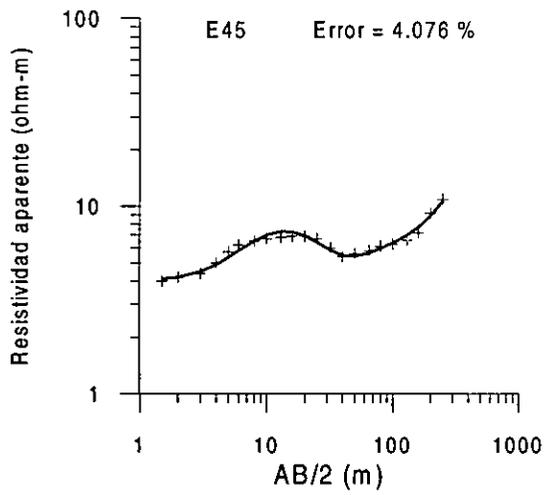
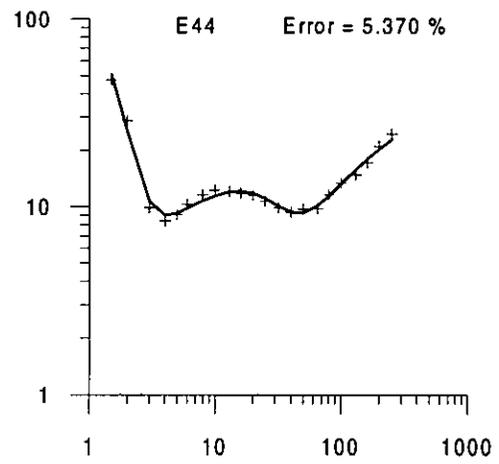
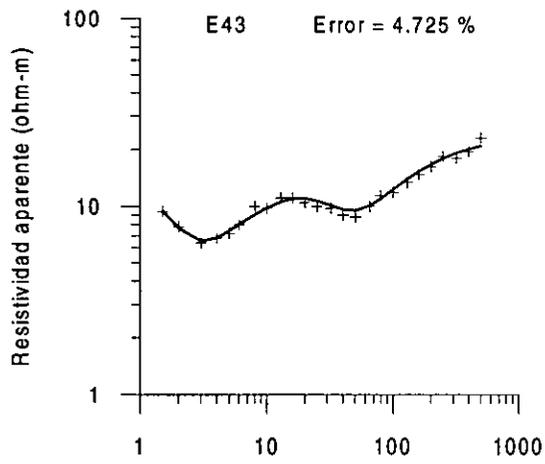
+ Datos de campo    -- Curva sintética



+ Datos de campo    -- Curva sintética



+ Datos de campo    -- Curva sintética



+ Datos de campo    — Curva sintética

**III. - Tabla de datos del campo magnético total (corregidos) correspondientes a los perfiles 1 y 2. Estelí, 1997.**

DISTANCIA (METROS)	CAMPO MAGNETICO (GAMMAS)	CAMPO MAGNETICO (GAMMAS)	DISTANCIA (METROS)	CAMPO MAGNETICO (GAMMAS)	CAMPO MAGNETICO (GAMMAS)
	Perfil 1	Perfil 2		Perfil 1	Perfil 2
0	38011	38275	1600	38104	37900
40	38117	38283	1640	38000	37931
80	38016	38402	1680	38005	37958
120	37613	38292	1720	38009	37975
160	37080	38449	1760	38000	37984
200	37209	38079	1800	38077	37980
240	37584	38119	1840	38061	37953
280	37725	38299	1880	38149	38049
320	37886	38203	1920	38180	38054
360	38059	38159	1960	38175	38081
400	38321	38138	2000	38231	38108
440	38243	38123	2040	38191	38118
480	37961	38089	2080	38206	38032
520	38179	38072	2120	38222	38078
560	38393	38104	2160	38176	38100
600	38443	38121	2200	38163	38099
640	38452	38135	2240	38149	38118
680	38362	38109	2280	38159	38147
720	38504	38124	2320	38295	38170
760	38387	38151	2360	38155	38217
800	37746	38125	2400	38155	38188
840	38343	38114	2440	38197	38237
880	38259	38168	2480	38172	38256
920	38448	38178	2520	38171	38307
960	38538	38015	2560	38186	38313
1000	38187	38097	2600	38139	38384
1040	37738	38104	2640	38161	38455
1080	38148	38074	2680	38202	38136
1120	37941	38069	2720	38157	38132
1160	38116	38058	2760	38132	38120
1200	38075	38049	2800	38150	38136
1240	37811	38057	2840	38278	38148
1280	37455	38038	2880	38235	38098
1320	38142	38053	2920	38117	38109
1360	38256	38032	2960	38142	38125
1400	37840	38024	3000	38168	38140
1440	37942	38047	3040	38203	38174
1480	37915	37973	3080	38213	38049
1520	38057	37951	3120	38223	37958
1560	38082	37903	3160	38235	37899

3200	38212	37864	5160	37961	38182
3240	38260	37884	5200	37962	38063
3280	38217	37743	5240	37972	37737
3320	38200	37749	5280	37924	38152
3360	38278	37838	5320	38040	38548
3400	38251	37884	5360	38010	38201
3440	38277	37908	5400	37997	37907
3480	38268	37963	5440	37983	39186
3520	38267	37988	5480	37969	38925
3560	38274	37996	5520	37969	38128
3600	38255	38003	5560	37963	37861
3640	38272	38010	5600	37927	37976
3680	38233	37996	5640	37980	38185
3720	38323	37999	5680	37988	38195
3760	38319	38011	5720	37981	38229
3800	38268	38026	5760	37968	38340
3840	38259	38032	5800	37936	38292
3880	38267	38037	5840	37929	38255
3920	38185	38062	5880	37936	37718
3960	38272	38044	5920	37964	38263
4000	38182	38055	5960	37932	38531
4040	38194	38061	6000	37922	38427
4080	38173	38076	6040	37923	38188
4120	38140	38095	6080	37981	38751
4160	38153	38115	6120	38222	38658
4200	38140	38106	6160	37690	38730
4240	38107	38109	6200	37762	38800
4280	38075	38112	6240	37896	38251
4320	38076	38111	6280	37991	38294
4360	38052	38096	6320	38047	38384
4400	38034	38109	6360	38059	38505
4440	38031	38108	6400	38037	38488
4480	38058	38102	6440	38081	38872
4520	38061	38106	6480	38006	39205
4560	38046	38097	6520	38068	39231
4600	38061	38096	6560	38198	38450
4640	38031	38116	6600	38068	38737
4680	38058	38116	6640	38033	38615
4720	38046	38037	6680	38239	38465
4760	38068	37825	6720	38200	38528
4800	37988	37638	6760	38090	38991
4840	37980	37881	6800	38368	38311
4880	38051	38083	6840	38026	38458
4920	38006	38273	6880	37717	38696
4960	37986	37583	6920	38140	38487
5000	37960	37108	6960	38124	38431
5040	37977	38078	7000	38200	38542
5080	37942	38148	7040	38068	38310
5120	37953	38217	7080	38975	38410

7120	38137	
7160	38353	
7120	38137	
7160	38353	
7200	38016	
7240	38888	
7280	38072	
7320	38143	
7360	38163	
7400	38030	
7440	37724	
7480	38043	
7520	38076	
7560	37906	
7600	37912	
7640	37887	
7680	37876	
7720	37862	
7760	37929	
7800	37643	
7840	36952	
7880	37410	
7920	37626	
7960	37900	
8000	37743	
8040	37922	
8080	37347	
8120	37552	
8160	37262	
8200	37409	
8240	37637	
8280	37420	
8320	37644	
8360	37623	
8400	37672	
8440	37575	
8480	37462	
8520	37322	
8560	36971	
8600	37192	
8640	37431	
8680	37283	
8720	37077	
8760	37555	