



Universidad Nacional de La Plata.  
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

## **Tesis de grado en Geofísica.**

### **Determinación del basamento hidrogeológico en el sector sur de la Cuenca Interserrana mediante sondeos eléctricos verticales.**

**Alumno:** Sr. Gastón Mendoza Veirana

**Director:** Dr. Jerónimo Ainchil

**Codirector:** Dr. Santiago Perdomo

**La Plata**  
**Noviembre 2019**

# Índice

	<b>Página</b>
<b>Índice</b>	<b>2</b>
<b>Capítulo 1:</b>	<b>3</b>
<b>Introducción.</b>	<b>3</b>
<b>Objetivos.</b>	<b>5</b>
<b>Zona de estudio.</b>	<b>6</b>
<b>Geografía.</b>	<b>7</b>
<b>Capítulo 2:</b>	<b>8</b>
<b>Aspectos geológicos de la Cuenca Interserrana.</b>	<b>8</b>
Basamento hidrogeológico.	
Sección Hipoparaniana.	
Sección Paranaiana.	
Sección Epiparaniana.	
<b>Perforaciones.</b>	<b>13</b>
<b>Antecedentes geofísicos de la zona.</b>	<b>14</b>
Exploración mediante SEV, Weinzettel 2006.	
Exploración gravimétrica Kostadinoff 1982.	
<b>Capítulo 3:</b>	<b>18</b>
<b>Marco teórico geoeléctrico.</b>	<b>18</b>
Campo eléctrico en un medio continuo.	
El sondeo eléctrico vertical.	
Resolución del problema directo.	
Problema inverso.	
Solución mediante el Algoritmo de Zhody.	
Determinación de espesores.	
Determinación de resistividades.	
<b>Procesamiento.</b>	<b>32</b>
<b>Capítulo 4:</b>	<b>36</b>
<b>Resultados.</b>	<b>36</b>
Sección geoeléctrica.	
<b>Análisis de incertidumbre.</b>	<b>40</b>
<b>Capítulo 5:</b>	<b>47</b>
<b>Interpretación.</b>	<b>47</b>
<b>Conclusiones.</b>	<b>48</b>
<b>Referencias.</b>	<b>50</b>

# Capítulo 1

## **Introducción:**

En los últimos años los recursos hídricos se han visto impactados por una serie de efectos antropogénicos. Estos impactos modifican la tasa de escorrentía superficial y la recarga de los acuíferos. Las aguas subterráneas son una fuente crítica de agua potable para casi la mitad de la población mundial, además de suplir necesidades de irrigación en la agricultura. De la misma forma, éstas son también importantes para el sostenimiento de corrientes, lagos, humedales y otros ecosistemas asociados.

El flujo subterráneo en acuíferos poco profundos forma parte del ciclo hidrológico, y resulta afectado en su variabilidad por efecto de procesos de recarga e intervención humana. Los niveles subterráneos de numerosos acuíferos del mundo han experimentado una tendencia decreciente durante los últimos años, aunque ello se debe, por lo general, al bombeo de agua subterránea a un mayor ritmo que la recarga, y no a una disminución freática relacionada con el clima.

En algunos casos, las soluciones técnicas como la construcción de embalses, la potabilización de agua en plantas de tratamiento o la simple instalación de sistemas de almacenamiento, podrían aliviar una parte de la escasez de agua en zonas de riesgo, tanto desérticas, tanto contaminadas como sobreexplotadas. Sin embargo, con frecuencia la aplicación de este tipo de medidas se ve obstaculizada por la falta de conocimiento acerca de la disponibilidad, calidad y dinámica del agua. La comprensión de procesos físicos fundamentales de flujo, almacenamiento y calidad del agua en muchas cuencas de captación es deficiente.

Los acuíferos son un recurso natural estratégico y fundamental para el desarrollo de los ecosistemas y poblaciones que dependen de poder explotarlos de forma sostenible; reconociendo explícitamente la Asamblea General de las Naciones Unidas en el año 2010 al agua como un derecho humano. Es por todo ello que resulta la importancia de conocer en mayor detalle la estructura regional, sedimentaria e hidrogeológica en la zona propuesta.

Pozos exploratorios en Cnel.Dorrego y otro en Tres Arroyos de 429 y 102 metros de profundidad respectivamente, no han alcanzado el basamento hidrogeológico. La escasa información acerca de la profundidad del mismo, motiva la exploración geofísica mediante sondeos eléctricos verticales (SEV) con el fin de realizar un modelado del subsuelo. Resulta de vital interés esta técnica por ser indicada al buscar contrastar entre basamento hidrogeológico y rocas acuíferas. Además de conformar evidencia contrastable, reproducible y de conocida confiabilidad, sumado a ser un método relativamente económico frente a la técnica de perforación.

Los principales acuíferos de la región se encuentran en estos sedimentos con buenas a moderadas condiciones de porosidad y permeabilidad (Sala, 1975; Quiroz Londoño et al., 2006; Quiroz Londoño et al., 2012) entre los que se intercalan algunas capas de arcilla que separan diferentes acuíferos superpuestos de espesores variables y económicamente explotables; constituyendo una importante fuente de abastecimiento de agua para consumo y crecimiento de actividades agrícolas e industriales.

El espesor de la cubierta sedimentaria, y por la tanto la profundidad del sustrato rocoso está conformada por escasos datos disponibles, y la dispersión y el reducido número de afloramientos (Lambías y Prozzi, 1975) no permiten una correlación con las unidades conocidas. Es en este sentido donde la exploración del espesor de los sedimentos mediante técnicas

geofísicas reviste particular importancia (Weinzettel y Varni, 2007; Calvetty Amboni, 2011).

Desde la cátedra de Métodos Eléctricos de prospección se han medido e interpretado 101 SEVs de un perfil programado entre Cnel. Pringles – Olavarría, cuyos resultados se expusieron en la 18<sup>a</sup> Reunión Científica de Geofísica y Geodesia de la AAGG realizada en La Plata. Posteriormente, se midió un segundo perfil de 49 SEVs programado entre Cnel. Dorrego -Tres Arroyos - González Chaves - Benito Juárez - María Ignacia, tales mediciones se realizaron en los años 90' y conforman parte de la evidencia del modelo

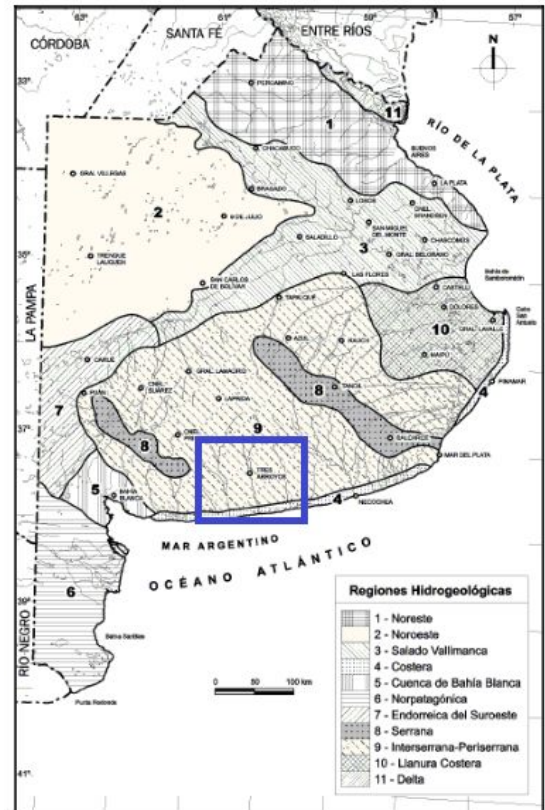
### **Objetivos:**

El objetivo propuesto es estudiar la profundidad del basamento hidrogeológico de la cuenca sedimentaria en el extremo suroeste mediante SEV. En esta zona la información geológica es escasa, pero se cuenta con datos de 49 SEV entre la ciudad de Coronel Dorrego y Gonzales Chaves. El área donde se realizó la tarea de estudio resulta de interés prospectivo para el abastecimiento y provisión de agua, debido a la escasa información de perforaciones al sistema acuífero, los resultados del método SEV constituyen un complemento fundamental para contribuir a los modelos hidrogeológicos de la región.

## Zona de estudio:

La zona de estudio queda limitada a la curva de 117 km de largo sobre la cual se realizaron 49 SEV, con distancias entre dos y cuatro kilómetros de separación entre cada uno. Esta curva se encuentra en la porción suroeste de la cuenca interserrana, comprendiendo las localidades de Gonzales Cháves al norte, Tres Arroyos al centro y cercanías de Jose Guiasola al SO. La secuencia comienza con el SEV número 222 y finaliza en el 266.

- Figura 1. Ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires. La Cuenca Interserrana corresponde al 9. Adaptado de González 2005.



- Figura 2. Zona de estudio con sus principales referencias de ciudades y cursos de agua. Cada ícono amarillo es un SEV.

Al realizarse los SEV sobre la curva mencionada, la zona de estudio quedó conformada por un perfil bidimensional donde se estiman las profundidades y resistividades del punto por debajo de cada medición a lo largo de los 117 km.

## **Geografía:**

La región Interserrana se encuentra en el centro y sudeste de la provincia de Buenos Aires delimitada por los sistemas serranos de Tandilia y Ventania por el NE y el SO, la depresión diagonal por el NO y la costa por el SSE, con una extensión del orden de los 60.000 km<sup>2</sup>; comprende un relieve llano con suaves ondulaciones y una altura promedio de 200 m s.n.m. La depresión diagonal está conformada por grandes cubetas chatas que forman lagunas y un relieve algo ondulado con depresiones y lomas de origen medanoso.

La cuenca interserrana se encuentra emplazada en el denominado Positivo de las Sierras Bonaerenses (Yrigoyen, 1975). Dicho positivo está conformado por los dos sistemas serranos de la provincia de Buenos Aires, Tandilia y Ventania, así como por la llanura interserrana que separa ambos cordones, constituyendo un núcleo geológico relativamente elevado.

La llanura interserrana bonaerense abarca la totalidad del sector que Frenguelli (1950) denominó Pampa Interserrana, incluye las áreas pedemontanas de Ventania y el piedemonte sudoccidental de Tandilia.

Conforma una planicie con cotas máximas algo superiores a los 200 metros en la parte central entre ambos sistemas de sierras, que desciende gradualmente hacia el océano Atlántico en el sur.

## Capítulo 2

### **Aspectos geológicos de la Cuenca Interserrana:**

Según González (1995), tanto las Sierras Australes como las septentrionales de la provincia de Buenos Aires, así como la zona interserrana, conforman un “núcleo estructural” cuyo comportamiento es de relativa estabilidad. Incluso podría tener un lento movimiento general ascendente con basculamiento de bloques a lo largo de fracturas regionales. El mismo autor distingue una serie de lineamientos a lo largo de los cuales existieron importantes movimientos de la corteza terrestre, con distintos efectos en diferentes regiones. Esos movimientos definieron una estructura regional formada por al menos cuatro bloques mayores de rumbo general ONO-ESE, denominados Bloque Tandilia, Bloque Gonzales Chaves, Bloque Ventania y Bloque Bahía Blanca. Los rasgos morfológicos analizados indicarían que el movimiento dominante de los bloques principales habría sido un basculamiento hacia el ONO-ESE. En virtud del mismo, en esos bloques se habrían elevado los bordes nororientales y se habrían hundido sus bordes suroccidentales. Ese basculamiento podría haber sido reactivado en distintas oportunidades. Debido a ello salvo en el Bloque Bahía Blanca, en las porciones ascendidas de los otros bloques afloran rocas precámbricas y paleozoicas. Por otra parte hay evidencias de que algunos de los bloques estarían integrados por otros menores. Además existirían algunos de ellos subordinados de carácter subsidente. Tal es el caso del bloque que constituye la cuenca del arroyo Pescado Castigado, relativamente hundido entre el Bloque Tandilia y el Bloque Gonzales Chaves. Este último presenta un borde ascendido donde se ubica la ciudad homónima y hacia el sur podría estar dividido en por lo menos un bloque menor, controlando el drenaje de la cuenca superior del



Primer Brazo del Tres Arroyos (González, 1997).

En el sector interserrano se presenta la llamada Cuenca Interserrana o Cuenca de Claromecó. Los trabajos geofísicos (gravimétricos) de Kostadinoff y Font de Affolter (1982) fueron los que permitieron postular la existencia de una fosa de varios kilómetros de espesor. La misma presenta un mínimo gravimétrico en el curso del arroyo Claromecó con una forma oval en sentido NO-SE (Cingolani, 2005); sin embargo el basamento citado en dicho trabajo no se corresponde con el hidrogeológico aquí tratado. La escala del trabajo gravimétrico es muy superior y no distingue el efecto de los sedimentos cenozoicos, modelando el basamento de la cuenca en el orden de kilómetros. Recientes levantamientos sísmicos de refracción y de reflexión muestran la presencia en el subsuelo de potentes secuencias de sedimentitas eopaleozoicas y neopaleozoicas, que en conjunto superan los 9 km de espesor.

Desde el punto de vista hidrogeológico puede reconocerse una recarga autóctona directa del sistema subterráneo producto de la infiltración de las precipitaciones (Kruse et al., 1997), aunque no se descarta el aporte a través de fisuras en el sustrato rocoso (González, 2005). En las áreas periserranas los Sedimentos Pampeanos, contenidos en la sección Epiparaniana, son depósitos medianos a finos, limos arenos arcillosos con intercalaciones calcáreas concrecionales o tipo mantiformes (tosca), que contienen el acuífero freático con agua de bajo contenido salino. La profundidad del agua freática es variable, en los bajos en ocasiones aflora, mientras que en las lomadas puede hallarse a decenas de metros de profundidad. Las aguas subterráneas presentan características similares a la superficial, y por lo general son aptas para uso doméstico.

Desde el punto de vista hidrogeológico podemos distinguir cuatro grandes secciones que describiremos a continuación, entendiendo que no es el principal objetivo del trabajo mapear los espesores y profundidades de las

secciones por encima del sustrato. Sin embargo, el resultado de la inversión de datos arrojó una clara correspondencia entre los perfiles resistivos y la información geológica descrita, es por ello que asignaremos cotas de valores de resistividad a cada sección hidrogeológica. Se desarrolla con profundidad este ítem en el Capítulo 5.

### **Basamento hidrogeológico:**

Se presentan algunos afloramientos de rocas paleozoicas en el área de la cuenca interserrana. Los afloramientos conocidos han sido enumerados en el trabajo de Llambías y Prozzi (1975). La primera descripción de rocas paleozoicas ha sido realizada por Monteverde (1938) en un sector ubicado a unos 9 km al SO de Gonzales Chaves. Otros afloramientos fueron citados por Furque (1965) al norte de la localidad de Lumb, mencionando el hallazgo de lepidofitales por lo que se les asigna una edad no mayor que el Carbónico. Harrington (1970) hace referencia a una cantera en De la Garma con areniscas arcillosas verde oscuro. Terraza y De Guillén (1973) citan varios afloramientos. A dos kilómetros al SO de Gonzales Chaves, dos metros de espesor de areniscas moteadas pardas y limolitas rojizas a verdes, con restos de equisetales. Tres kilómetros al NO de Mariano Roldán areniscas moteadas similares a las anteriores. Estas se suponen por litología y flora fósil equivalentes a la Formación Tunas. Otro afloramiento de areniscas cuarzosas ferruginosas se presenta a unos 10 km al este de la localidad de Juan E. Barra. García(1968), cita un afloramiento que se encuentra en cercanías de Mariano Roldán en una laguna que en períodos de sequía permite ver un afloramiento de 10 metros de longitud formado por areniscas cuarcíticas.

Algunos pozos han alcanzado al basamento hidrogeológico a distintas profundidades. En la localidad de Gil ubicada a unos 30 km al oeste de la localidad de Oriente, se presenta a 480 metros de profundidad, en Dorrego se encontraría por debajo de los 529 m. Según García (1969) en Necochea se presenta a 300 m de profundidad de acuerdo a un pozo de la Dirección de

Hidráulica del año 1923.

En el sector de Gonzales Chaves el basamento está cercano a la superficie, entre 7 y 60 metros de profundidad identificado por calizas, areniscas cuarcíticas y esquistos. El pozo de exploración petrolera ubicado al NE de la localidad de San Mayol encontró sedimentos de la Formación Tunas (Pérmico) a 89 metros de profundidad (Lesta, 2006).

Tomemos entonces la serie de observaciones para destacar que el basamento hidrogeológico, de acuerdo a los citados antecedentes, aflora en sectores próximos a la localidad de Gonzales Chaves, y que conforme nos acercamos a la costa marina, o al centro de la cuenca, la profundidad del mismo crece tomando valores en la escala de cientos de metros. Su litología es identificada como una roca paleozoica de esquisto cuarzoso-arcilloso.

### **Sección Hipoparaniana:**

Integrada por areniscas finas arcillosas y arcillas pardo rojizas, asimilable a “El Rojo” se dispone sobre discordancia angular sobre las cuarcitas, siendo su superficie de erosión sobre la que se asienta la sección paraniana. El reducido espesor manifiesto en algunos pozos (2 m en Gil 1, 19 m en Necochea y 2 m en Miramar) coincide en un aumento de la potencia de aquellas, invirtiéndose esta relación hacia el continente con más de 101 m en Cnel. Dorrego y más de 60 m en Tres Arroyos.

No existe información piezométrica y, desde de vista hidroquímico sólo puede mencionarse una salinidad de 5.2 en Necochea y 3.6 gr/litro en Gil. Los rendimientos específicos parecerían ser bajos. Hidrogeológicamente puede considerarse a la sección como acuitarda, con intercalaciones acuíferas. (Fernandez, 1975)

### **Sección Paraniana:**

Incluye depósitos marinos conocidos como “El Verde”, limitada verticalmente

por superficies de discordancia erosiva. Son arcillas, areniscas arcillosas y arenas finas algo yesíficas, verde - grisáceas y azuladas, con fósiles marinos. No se aprecia una gradación vertical constante, ya que si bien en Cnel. Dorrego y Tres Arroyos se dan perfiles típicamente transgresivos, en Gil hay 45 m de arenas finas sobre 247 m de arcillas compactas, vinculando a la sección directamente con la epiparaniana.

El techo y la base tienen características morfológicas similares, inclinando hacia el sur. La apariencia plana de ambas superficies se debería a la insuficiencia de datos para el ajuste de los mapas. Es dable observar una coincidencia entre la dirección de aumento de la potencia y la disminución del porcentual arena, produciéndose esta relación al sur de la antigua línea de costa del Mar Paraniense (isópaca 0 m). (Fernandez, 1975) La salinidad experimenta un incremento en dirección al océano, desde poco más de 2 gr./litro a 12 gr./litro. Son aguas cloro - sulfatadas que pasan a cloruradas, observándose un incremento salino en profundidad.

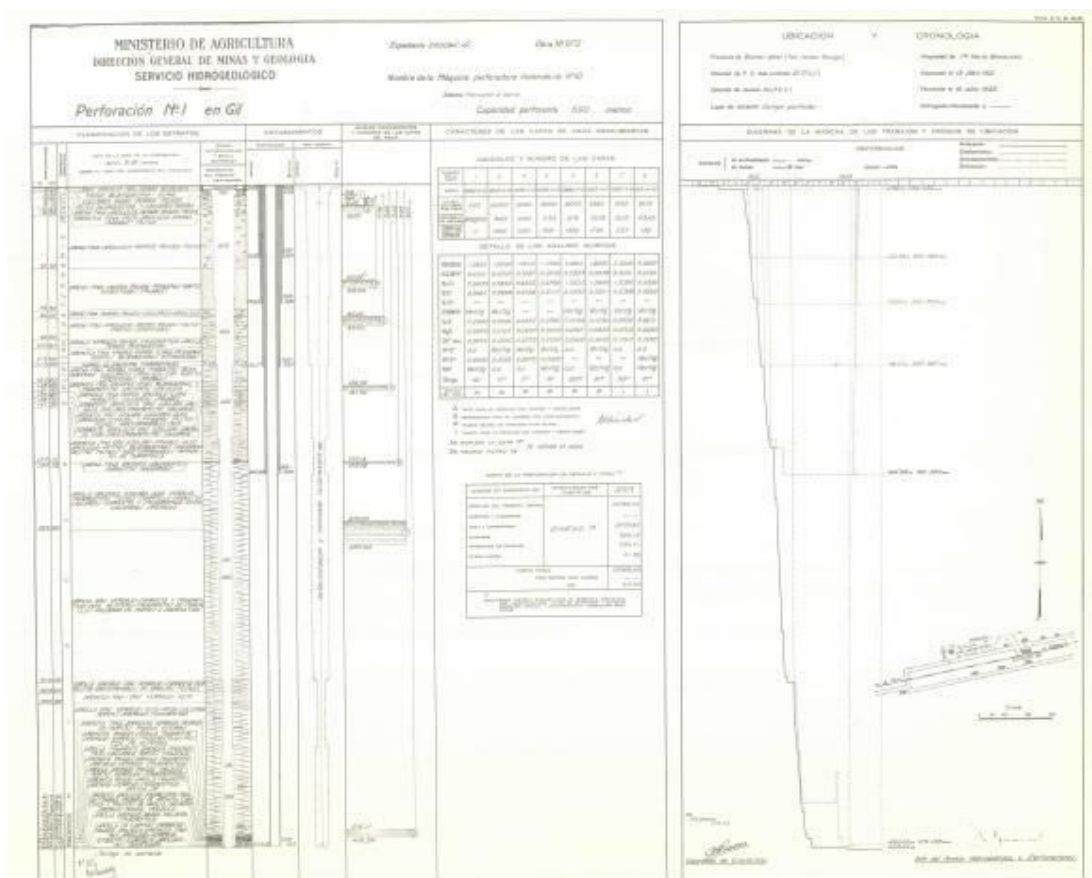
### **Sección Epiparaniana:**

Constituida por depósitos araucanos (areniscas arcillosas y finamente calcareas), pampianos (limos arenosos leoessoides), postpampianos, médanos, aluvios y suelos, resultan de interés hidrológico los dos primeros. No es apreciable un reflejo de la tectónica de zócalo que afecta al basamento. La descarga ocurre hacia el océano, con salinidades que van de 1 a 3 gr/litro. (Fernandez, 1975)

La sección de mayor interés prospectivo es la Paraniense, además de presentar el mayor espesor aparente de la zona, siendo que identificar el basamento es esencial para conocer su profundidad. La sección Hipoparaniana resulta ser muy acotada en espesor aún conteniendo acuífero, en el Capítulo 5 volveremos sobre este punto.

## Perforaciones:

A partir del repositorio de perfiles de perforaciones del Servicio Geológico Minero Argentino entre 1904-1946, se localizó un pozo próximo a la zona de estudio donde se alcanzó el basamento hidrogeológico, ubicado en la localidad de Gil, a 20 km del SEV 265; este pozo llamado Gil 1 se tomará como referencia litológica y no de profundidades de formaciones, puesto que sobre la sección realizada se encuentran variaciones de profundidad del basamento de hasta 250 m en 20 km de distancia entre SEV.



• Figura 3. Perfil de perforación del Servicio Geológico Minero. Obra 972.

Gil 1 alcanza a los 426 m.s.b.p. formación paleozoica de esquisto cuarzoso-arcilloso muy silicificado, asociado al basamento hidrogeológico.

Por encima con espesor algo mayor a un metro se encuentra sedimento del Mioceno superior compuesto de arcilla rojiza finamente arenosa y fragmentosa; dicha formación es asociada al Hipoparaniano (ver capítulo 2). Por encima de la última y a partir de los 131 m.s.b.p. se encuentra formación del Mioceno compuesto por sedimento arcilloso gris-verdoso algo yesífrica con fragmentos fósiles de conchillas, asociado a la formación Pananiana. La identificación de la formación Epiparaniana no resulta del todo clara.

Existen otras perforaciones dentro de la cuenca (Dorrego, Necochea y Miramar), a más de 50 km de la zona de estudio, las cuales son mencionadas para la descripción hidrogeológica de las diferentes secciones; cabe señalar que no se las incluye dentro de la evidencia del modelo, aún así constituyen una observación directa para la descripción regional de la Cuenca Interserrana.

## **Antecedentes geofísicos de la zona.**

### **Exploración mediante SEV, Weinzettel 2006.**

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos en base a la exploración geoelectrica en la cuenca del Arroyo Claromecó, a la cual la zona de estudio pertenece en su casi totalidad. Se ha podido identificar la profundidad del basamento hidrogeológico conformado por rocas paleozoicas.

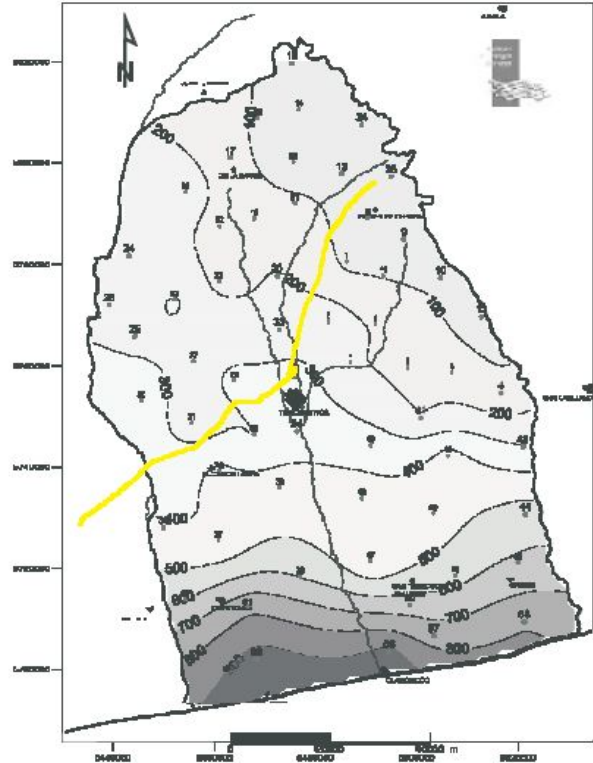
Como método de exploración se efectuó una campaña geofísica de 60 SEV en modalidad Schlumberger, separados entre sí unos diez kilómetros aproximadamente.

Como se ha indicado en el apartado anterior, el basamento se presenta aflorando en algunos sectores del área de estudio, especialmente en la zona

norte y noreste. Los sondeos eléctricos ubicados en zonas aledañas a estos sectores muestran el basamento a una profundidad entre 34 y 100 metros de profundidad desde superficie.

En la siguiente figura se observa un mapa de profundidad del basamento hidrogeológico desde la superficie del terreno, mapeado sobre la cuenca del Arroyo Claromecó.

- Figura 4. Mapa de isoprofundidad del basamento hidrogeológico desde la superficie, formulado por Weinzettel 2006. La curva en amarillo muestra la serie de estaciones sobre las que se midieron los SEVs del presente trabajo.

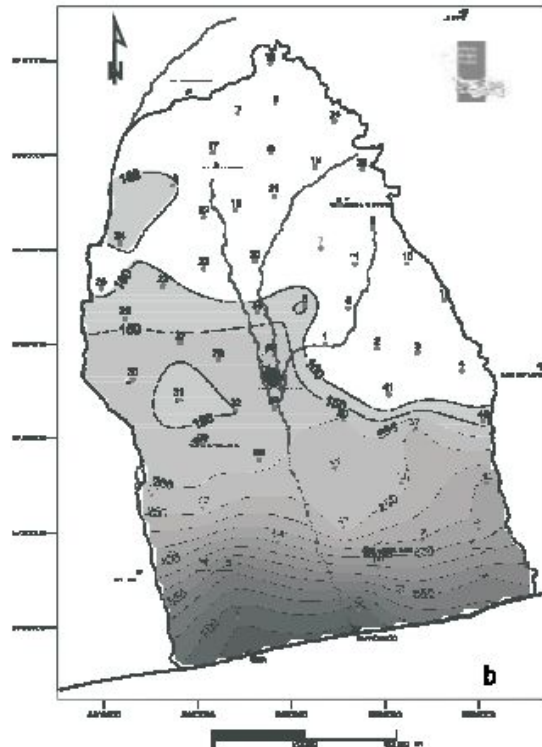


Se observa una clara profundización hacia el SO hasta la latitud de la ciudad de Tres Arroyos. Luego el basamento se hunde hacia el sur, mostrando un sector con un gradiente más suave entre la curva de 400 y 500 metros de profundidad. Los sondeos realizados más cerca de la costa muestran al basamento a una profundidad mayor a 900 metros. Los mayores gradientes del basamento se encuentran en la zona costera, con una pendiente aparentemente normal a dicha línea.

Por otra parte el modelo geoelectrico propuesto ha permitido obtener profundidades y espesores del Mioceno marino debido al alto contraste que producen sus bajas resistividades producto de sus sedimentos arcillosos conteniendo acuíferos altamente salinos. Dicha unidad se presenta a unos 200 metros desde superficie con un espesor superior a los 750 metros en la zona sur. Por sus características esta sección es asimilable a la Paraniense,

descrita en los antecedentes hidrogeológicos.

- Figura 5. Mapa de espesor del Mioceno verde modelado por Weinzettel 2006. Observar los menos de 100 m en la zona de González Chávez y los más de 400 m en las proximidades de Coronel Dorrego.



### **Exploración gravimétrica, Kostadinoff 1982.**

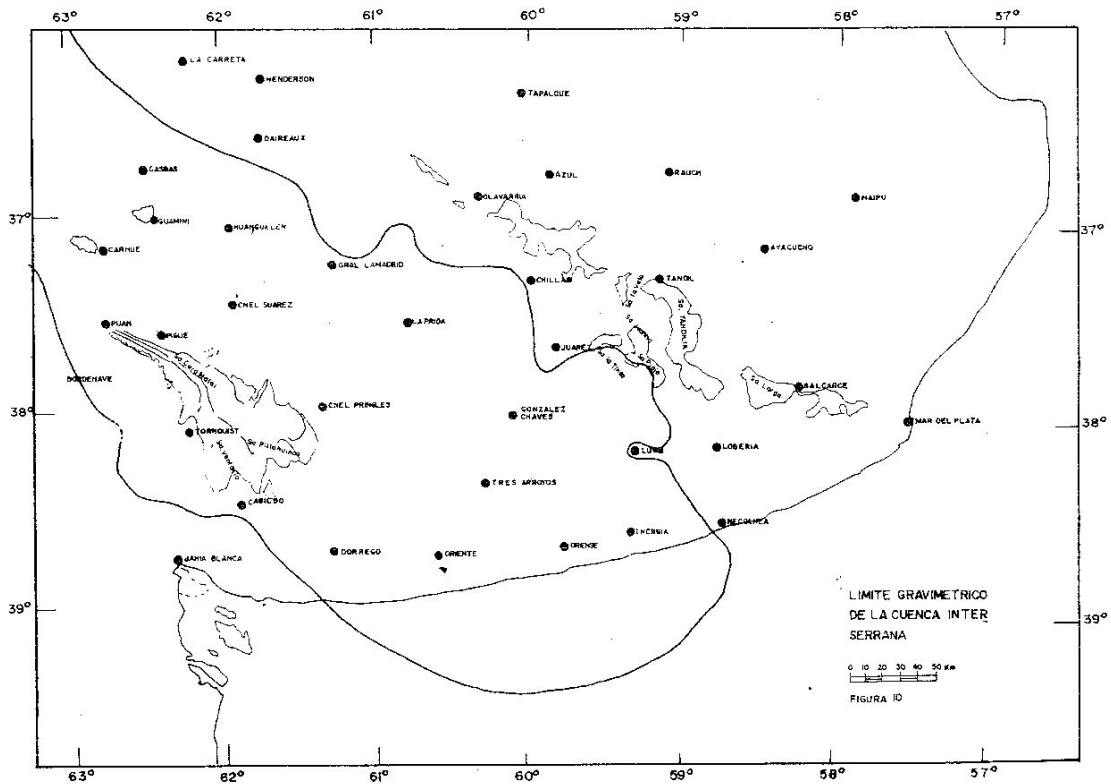
Se presenta la interpretación de los resultados de 520 estaciones en el litoral bonaerense, en especial en la Cuenca Interserrana Bonaerense con estaciones cada 4 km. El estudio involucra perfiles gravimétricos y mapas de anomalías de Aire Libre y Bouguer.

El mínimo gravimétrico se encuentra en la ciudad de Claromecó, geoméricamente existiría un eje gravimétrico en la dirección del Arroyo Claromecó que pasa por el centro geométrico de los valores negativos de gravedad. Partiendo de la hipótesis de que las anomalías negativas de gravedad son producidas en su casi totalidad por los mayores espesores sedimentarios del Paleozoico; esta anomalía refleja una tectónica profunda de la cuenca en la zona de máxima profundidad de basamento ígneo o metamórfico, y también la zona de mayor espesor de sedimentos Paleozoicos de la Cuenca Interserrana. Un perfil gravimétrico entre Bahía Blanca y Necochea muestra bidimensionalmente el desarrollo simétrico de la cuenca



en su parte central.

Es preciso notar que debido a la escala del trabajo se muestra información regional, el basamento ígneo aquí mencionado no se corresponde con el hidrogeológico, y la simetría hallada a esta escala no necesariamente se tendría que continuar en los sedimentos terciarios que estudiaremos.



- Figura 6. Delimitación de la Cuenca Interserrana, obsérvese su orientación. Kostadinoff 1982.

## Capítulo 3

### **Marco teórico geoelectrico:**

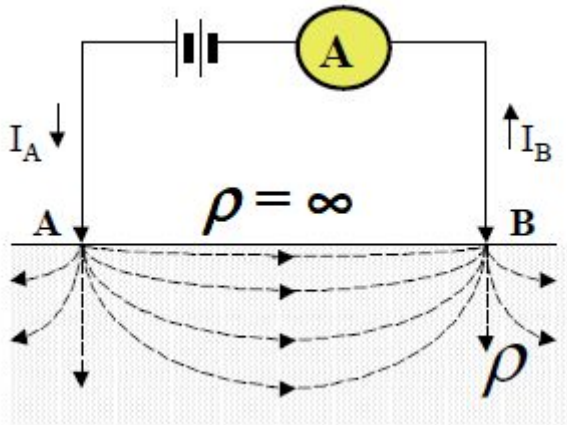
En el presente capítulo estudiaremos el problema directo e inverso en la modalidad SEV de la geoelectrica, partiendo de conceptos fundamentales hasta plantear el algoritmo utilizado para obtener los resultados buscados; sin pasar por alto todas las hipótesis físicas y numéricas hechas a lo largo de la presente sección.

La resistividad  $\rho$  puede definirse como la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado siendo su unidad el ohm/metro ( $\Omega/m$ ). Es una propiedad intrínseca de todos los materiales, y a diferencia de la resistencia no depende de la forma y tamaño del mismo.

### **Campo eléctrico de un medio continuo.**

En prospección geoelectrica se trabaja con campos que actúan en medios continuos de geometría euclidiana tridimensional. Para simplificar matemáticamente los problemas que se dan en la realidad, se suponen a los medios compuestos por zonas isótropas y homogéneas separadas por superficies planas.

En primera instancia se plantea el problema para el caso más simple de un subsuelo constituido por un semiespacio de resistividad  $\rho$  por el que se hace circular una corriente eléctrica continua entre dos electrodos de corriente A y B, designando a la corriente que penetra en el terreno por A como  $I_A$  y a la que sale del terreno por B como  $I_B$ .



• Figura 7. Diagrama de régimen estacionario en semiespacio de resistividad  $\rho$ .

Como el régimen es estacionario:

$$I_A + I_B = 0 \quad \text{Ec. 1}$$

y el campo eléctrico  $E$  generado será conservativo y por consiguiente, irrotacional:

$$\nabla \times E = 0 \quad \text{Ec. 2}$$

por lo que existirá un potencial escalar  $U$  tal que:

$$E = -\nabla \cdot U \quad \text{Ec. 3}$$

Además, deben cumplirse tanto la Ley de Ohm para medios continuos:  $J = \sigma E$  como la ecuación de continuidad para la corriente (salvo en los puntos ocupados por los electrodos):

$$\nabla \cdot J = 0 \quad \text{Ec. 4}$$

Reemplazando en esta última las dos ecuaciones anteriores:

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + \nabla \sigma \cdot E = -\sigma \nabla \cdot \nabla U$$

de modo que:

$$\nabla^2 \cdot U = 0 \quad \text{Ec. 5}$$

Ecuación que muestra que el potencial  $U$  debe cumplir con la ecuación de Laplace en todo el semiespacio conductor, salvo en los puntos de energización (donde están los electrodos). Y si el medio está constituido por zonas homogéneas e isotropas de diferente resistividad, tampoco en las superficies de discontinuidad.

Resolver la ecuación (5) conduce a obtener la distribución del potencial en superficie, aunque el problema se estudiará sólo para modelos muy simplificados respecto de los que puedan encontrarse en la realidad.

En el caso del medio único de resistividad  $\rho$ , conviene considerar un entorno del electrodo A suficientemente pequeño o imaginar que B está infinitamente alejado, en tales condiciones las líneas de corriente en las proximidades de A, serán radiales y divergentes, en tanto que las superficies equipotenciales serán semiesféricas.

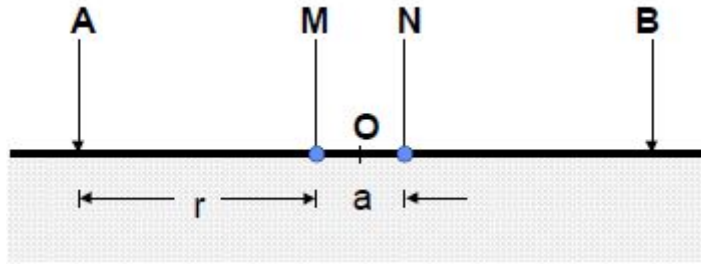
$$U = \frac{\rho}{2\pi} \sum_{i=1}^x \frac{I_i}{r_i} \quad \text{Ec. 6}$$

La Ec. 6 es solución de la ecuación de Laplace considerando un medio homogéneo e isótropo de resistividad  $\rho$ , para  $x$  fuentes en superficie, donde  $r$  es la variable expresada en un sistema de coordenadas cilíndricas centradas en el punto de emisión.

Tratándose de un medio homogéneo e isótropo, la Ec. 7 permite calcular  $\rho$  en función de variables que pueden ser medidas. No obstante, por lo general, el medio sobre el que se trabaja no es homogéneo ni es isótropo, por lo que a la resistividad calculada en estos casos se conviene en denominarla resistividad aparente  $\rho_a$ .

En la práctica habitual, los electrodos de emisión y recepción se acomodan de modo que los dispositivos de medición sean fáciles de manejar. Entre éstos, los más usados son los dispositivos electródicos lineales, en los que los cuatro electrodos se encuentran sobre una misma recta, si además se disponen simétricamente respecto del centro O del dispositivo se tendrá un dispositivo lineal y simétrico como en la siguiente figura. En cuyo caso a partir de la Ec. 6 resulta que:

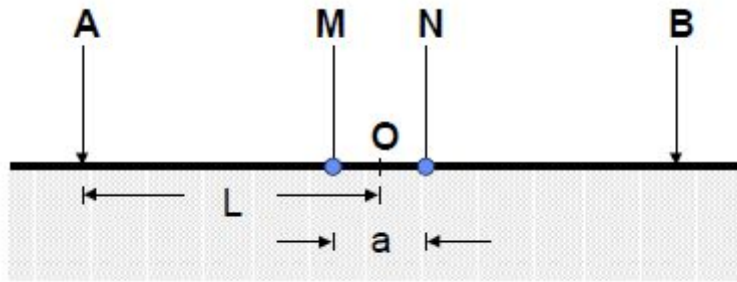
$$\Delta V = U_N^M = \frac{\rho I}{\pi} \cdot \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) = \frac{\rho I a}{\pi r(r+a)} \quad \text{Ec. 7}$$



• Figura 8. Dispositivo lineal y simétrico.

Si  $L = AO = OB$  y  $a \rightarrow 0$  se tiene el dispositivo de Schlumberger, siendo A y B electrodos de emisión en tanto que M y N de recepción. Dispositivo límite, irrealizable en la práctica pero con grandes ventajas teóricas. A partir de la Ec. 7:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} \pi \cdot \left( L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \cdot \frac{\Delta V}{aI} = \pi L^2 \cdot \frac{E}{I} \quad \text{Ec. 8}$$



• Diagrama del dispositivo Schlumberger.

Si bien en teoría se supone que lo que realmente se mide es E, en la práctica se usa la ecuación siguiente:

$$\rho_a = \pi L^2 \cdot \frac{\Delta V}{aI} \quad \text{Ec. 9}$$

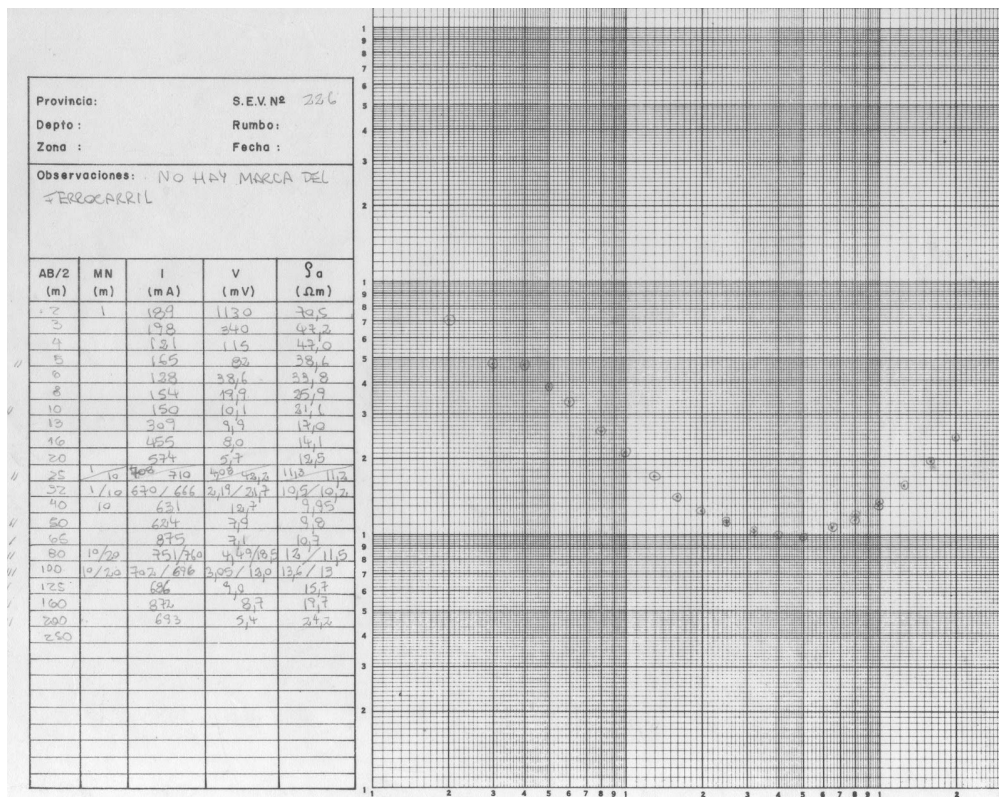
Con un valor de  $a$  suficientemente pequeño como para que la Ec. 9 sea válida, por lo que en las mediciones de campo se impone que  $MN \leq AB/5$ . Al utilizar tales expresiones se comete un error que proviene de despreciar  $a^2/4$  en cuyo caso el error relativo será:

$$\eta \leq \frac{L^2 - \left( L^2 - \frac{a^2}{4} \right)}{L^2} = \left( \frac{a}{2L} \right)^2 = 4\% \quad \text{Ec. 10}$$

### El Sondeo Eléctrico Vertical:

Se denomina Sondeo Eléctrico a una serie de determinaciones de la resistividad aparente efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Si el dispositivo es simétrico y permanecen fijos el centro y el azimut, se denomina Sondeo Eléctrico Vertical (SEV). A la máxima separación entre electrodos de emisión se lo llama ala.

En las mediciones de campo realizadas se utilizan planillas como la siguiente:



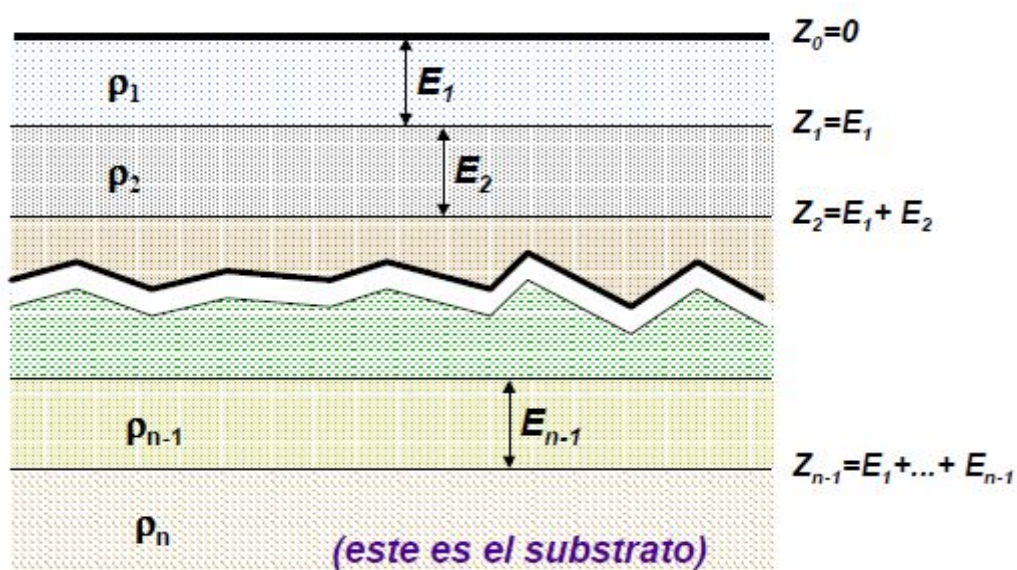
• Figura 10. Ejemplo de planilla de campo, correspondiente al SEV 226. 250 m de ala.

Se compone de un sector donde se vuelca la información general, una tabla de datos observados y calculados, además de un gráfico bilogarítmico donde se va representando, mediante puntos, los valores de  $\rho_a$  (en  $\Omega m$ ) en función de AB/2

Entonces, lo que se busca en todos los casos de estudio, es encontrar un modelo de capas horizontales y paralelas coherente con la curva de campo y con los presupuestos geológicos expuestos para la zona de estudio. Es decir, resolver el problema inverso. Lo que requiere de la solución del problema directo, que mediante procedimientos matemáticos, permite calcular las curvas de resistividad aparente (curva calculada, CRAC) correspondientes a modelos predeterminados de capas horizontales y paralelas, homogéneas e isotópicas, representado por la curva de resistividad verdadera (CRV).

Un modelo de tales características, constituye lo que se denomina habitualmente como corte geoelectrico, sobre cuya notación y nomenclatura trata el punto siguiente. Varios cortes geoelectricos alineados según un perfil pueden correlacionarse para obtener una sección geoelectrica.

Se parte del supuesto de que el medio en que se realizan las mediciones está compuesto por dos semiespacios separados por una superficie plana horizontal ( $Z_0 = 0$ ). El superior, de conductividad nula, representa la atmósfera. El segundo representa el terreno y está conformado por capas homogéneas e isotópicas, de extensión lateral "infinita" y separadas entre sí por superficies paralelas al plano aire - tierra.



• Figura 11. Nomenclatura del corte geoelectrico.

Dado que la identificación de las capas se da en función de su resistividad, éste supuesto semiespacio inferior es denominado corte geoelectrico.

Un corte geoelectrico de  $n$  capas queda identificado cuando se conocen sus  $2n-1$  parámetros  $(\rho_1, \dots, \rho_n, E_1, \dots, E_{n-1})$  o  $(\rho_1, \dots, \rho_n, Z_1, \dots, Z_{n-1})$ . En los casos considerados  $n$  vale desde cinco a ocho inclusive, se propuso minimizar este valor manteniendo siempre el error medio cuadrático porcentual dentro de la tolerancia propuesta.

### **Resolución del problema directo:**

El problema directo de la prospección geoelectrica sobre medios estratificados es el de la determinación del potencial producido en la superficie límite aire-tierra de un medio de este tipo, provocado por una fuente puntual de corriente situada en dicha superficie.

El método de la integración de la ecuación de Laplace (Stefanescu 1930) permite hallar el potencial eléctrico en superficie producido por un corte geoelectrico al inyectar una corriente  $I$ . Para  $n$  capas considerando las condiciones de contorno al hallar la expresión del potencial, tal cual se muestran en el citado trabajo, queda el potencial expresado como:

$$U(r) = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad \text{Ec. 11}$$

donde  $T_n$  se denomina transformada de la resistividad (TR), que es función de los espesores y resistividades de las capas del corte ( $2n-1$  parámetros) y del parámetro de integración  $\lambda$ , la variable independiente es  $r = AB/2$ ,  $J_0$  es la función de Bessel de primera especie y orden cero.

A partir de la fórmula anterior puede deducirse la solución del problema



directo, determinando la curva de resistividad aparente, que en el caso del dispositivo Schlumberger viene dada por la ecuación 8, por otro lado:

$$E = -\frac{\partial U}{\partial r} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda$$

Como 
$$\frac{\partial J_0(\lambda r)}{\partial r} = -\lambda J_1(\lambda r)$$

donde  $J_1(\lambda r)$  es la función de Bessel de primera especie y orden uno, resulta la integral de Stefanescu:

$$\rho_a(r) = r^2 \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad \text{Ec. 12}$$

donde  $T_n(\lambda)$  se calcula de forma recursiva con el algoritmo de Sunde introduciendo los parámetros del corte  $\rho_{1\dots n}$  y  $E_{1\dots n-1}$  (Sunde, 1949)

La solución del cálculo de la resistividad aparente mediante la ecuación 12 no es directo puesto que la integral no puede resolverse mediante un número finito de funciones conocidas, por lo que se han intentado numerosos procedimientos por métodos aproximados, cuadraturas aproximadas, desarrollo de series, etc. Utilizamos un método basado en convolución y teoría del filtrado digital. (Ghosh, 1971a)

La aplicabilidad del método de convolución se basa en que las funciones  $\rho_a(r)$  y  $T_n(\lambda)$  tal como son definidas en la ecuación 12, están relacionadas linealmente. Por ello, a partir de los valores de una de ellas, muestreados a intervalos constantes a lo largo del eje de abscisas, se pueden obtener, como una expresión lineal, los valores de la otra. Los coeficientes de esta expresión lineal se denominan coeficientes del filtro.

El método de convolución consiste en transformar la integral de Stefanescu (Ec. 12) en una integral de convolución definiendo dos valores  $x$  e  $y$  mediante:

$$e^{-x} = \lambda \quad e^y = r \quad \text{Ec.13}$$

que sustituidas en la misma dan:

$$\rho_a(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(x)f_2(y-x)dx \quad \text{Ec. 14}$$

integral de convolución donde:

$$f_1(x) = T_n(e^{-x}) \quad f_2(y-x) = J_1(e^{y-x})e^{2(y-x)} \quad \text{Ec. 15}$$

aproximable por un operador lineal o filtro inverso (Ghosh, 1971b) que en el caso del dispositivo Schlumberger permite escribir:

$$(\rho_a)_m = \sum b_j T_{m-j} \quad \text{Ec. 16}$$

donde  $b_j$  es el filtro inverso y  $T_m$  es la transformada de resistividad muestreada. Utilizamos el filtro de 139 coeficientes propuesto por Johansen (1975) para un muestreo de diez puntos por década.

### **Problema inverso:**

Los problemas inversos en ciencia aplicada consisten en partir de un efecto para buscar las causas, a diferencia del problema directo que plantea hallar el efecto partiendo de las causas. En nuestro problema directo partimos de un modelo de subsuelo dado por  $T_n$  que involucra todos los parámetros del corte, y calculamos su resistividad en superficie mediante la ecuación 16, tal como resolvimos en el apartado anterior.

Las soluciones de los problemas inversos son en general múltiples; en nuestro caso tal problema consiste en hallar los parámetros del corte (causa), representados por la CRV, a partir de las observaciones de potencial en superficie (efecto). Resolver el problema inverso requiere solucionar el problema directo, de forma que mediante éste último hallamos resistividades en superficie de diferentes modelos de corte. Proponiendo las soluciones del problema directo (CRAC) vamos a compararlas con las observaciones (CRAO), generando un proceso iterativo hasta encontrar un corte (CRV) óptimo que se corresponda con la similitud entre las curvas de resistividad aparente. Este proceso iterativo es resuelto mediante el Algoritmo de Zhody 89' descrito en el siguiente apartado.

Como existen infinitas soluciones que satisfacen hallar dicha CRAC debemos acotarlas con criterios y condiciones de contorno, sean geológicas, sean numéricas. Una condición de este último tipo es la ya mencionada tolerancia  $rms\% \leq 5\%$  que acota considerablemente tal conjunto de soluciones. Condiciones geológicas son del tipo correlación litológica con valores de resistividad, tal como introduciremos en el apartado de procesamiento en este capítulo.

La solución del problema inverso no es en general única, ya que curvas de resistividad aparente que difieren entre sí en menos del error experimental pueden dar lugar a cortes muy diferentes. Es decir, pese a estar demostrado que a cortes geoelectrónicos diferentes les corresponden curvas de SEV igualmente diferentes, de las curvas de campo no puede decirse lo mismo. Además, las "curvas" de campo vienen dadas por sólo unos cuantos puntos, afectados de errores de medición, por lo que en lugar de una curva geométrica perfectamente determinada, se tiene una serie de cortos segmentos por los que pueden pasar infinitas curvas calculadas. Esta situación es conocida como ambigüedad del problema inverso.

### **Solución mediante el Algoritmo de Zhody:**

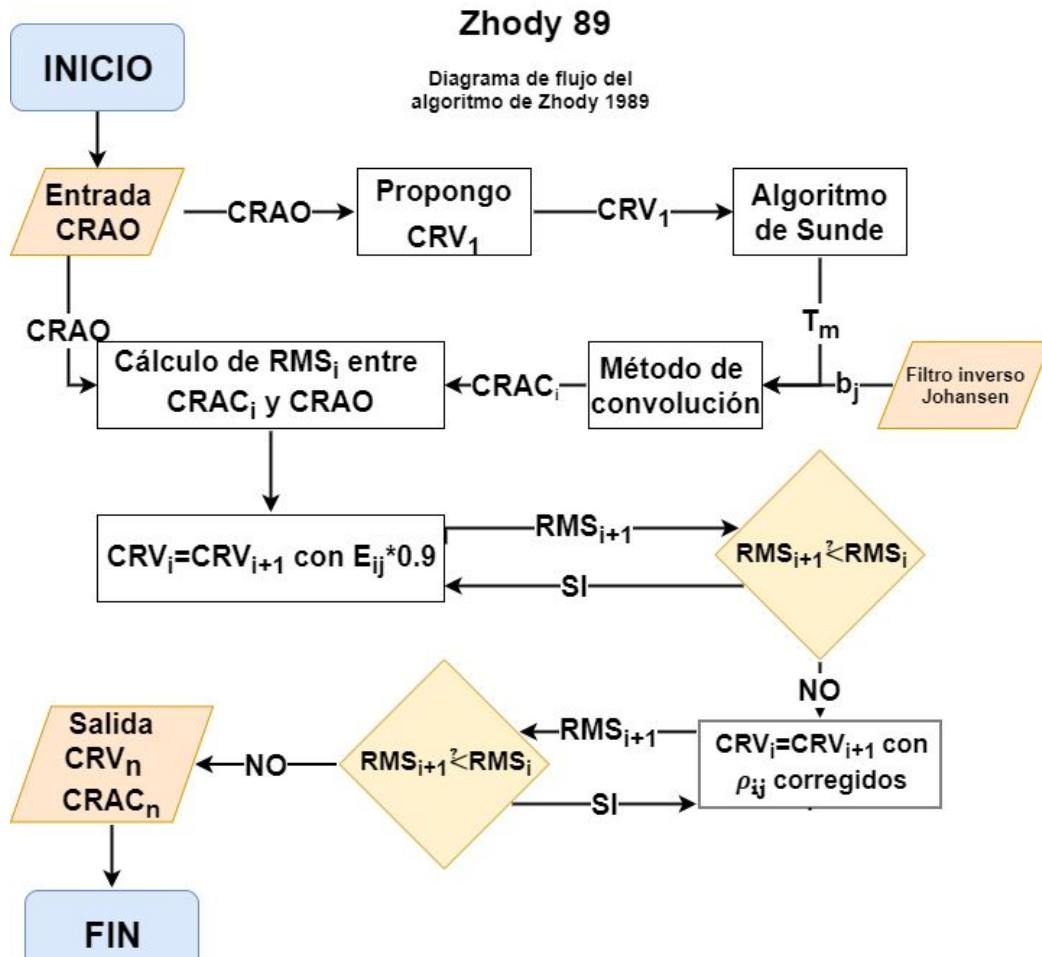
Resolvemos el problema inverso y directo implementando el algoritmo de Zhody (1989). Es un método iterativo para la interpretación automática de sondeos Schlumberger y Wenner, basado en la obtención de profundidades a partir de los espaciamentos electródicos y resistividades verdaderas ajustando las resistividades aparentes.

Se utilizó el software SEV's (NIGRO, 2016) para realizar la carga de datos, procesar mediante dicho algoritmo y graficar los datos de cada observación. A si mismo se conformó una sección geoelectrica componiendo todos los cortes que resultan del procesamiento de los datos, individualmente por cada uno de los 49 SEV realizados.

El método se fundamenta en que la forma de una curva de SEV acompaña la forma de la CRV. Cuando la resistividad verdadera crece (o decrece) con la profundidad, la resistividad aparente también crece (o decrece) conforme aumenta el espaciamiento inter electródico.

Por otra parte, un cambio de la resistividad verdadera, se manifiesta en la CRA siempre para un espaciamiento electródico mayor que la profundidad a la que aquel ocurre (retraso de los máximos y mínimos). Es decir, una CRA está desfasada, hacia la derecha, respecto a la CRV. Además, la amplitud de una CRA es siempre menor (a lo sumo igual) que la amplitud de la CRV correspondiente, y ambas tienen las mismas asíntotas horizontales.

Por otra parte, si en un modelo multicapa cambia la resistividad verdadera de una capa gruesa, en el correspondiente segmento de la CRA la  $\rho_a$  cambia concordantemente, y el máximo cambio en  $\rho_a$  es aproximadamente igual al cambio neto en la resistividad verdadera.



• Figura 12. Diagrama de flujo del método de Zohdy 89 implementado.

El procedimiento iterativo (Zohdy et al, 1989) parte de un modelo  $CRV_1$  inicial en el que:

- El número de capas es igual al número de puntos digitalizados de la curva observada.
- Las profundidades de las capas son iguales a los espaciamientos electródicos digitalizados (que son equiespaciados en la escala logarítmica)
- Las resistividades verdaderas del modelo son iguales a las resistividades aparentes.
- Se calcula, por convolución con el filtro elegido, la  $CRAC_i$  correspondiente a este modelo multicapa que se compara con la curva de campo, calculando luego el error medio cuadrático porcentual ( $rms\%$ ) mediante la ecuación:

$$rms\% = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N \left(\frac{\rho_{oj} - \rho_{cj}}{\rho_{oj}}\right)^2}{N}} * 100 \quad \text{Ec. 17}$$

donde:

$\rho_{oj} = j^a$  resistividad aparente “observada”

$\rho_{cj} = j^a$  resistividad aparente calculada

N = número de puntos de resistividad aparente digitalizada (j = 1 a N)

### **Determinación de los espesores.**

Se multiplican luego todos los espesores por 0,9, lo que implica una reducción de estos en un 10 % (monto pequeño y arbitrario). Se calcula el nuevo rms% para la CRV obtenida y se lo compara con el anterior. Repitiendo los pasos anteriores hasta encontrar el rms% mínimo, con lo que se habrá logrado que las curvas en juego se pongan en fase.

### **Determinación de las resistividades.**

Ajustados los espesores, encontraremos que para cada espaciamiento electródico de las curvas observada y calculada, la resistividad aparente calculada para el  $j^o$  espaciamiento, es menor (o mayor) que la correspondiente resistividad aparente observada, por lo que la correspondiente resistividad verdadera de la  $j^a$  capa debe ser incrementada (o decrementada) de modo que aumente el valor de la resistividad aparente calculada (o disminuya). Operación que se realiza iterativamente mediante la ecuación 18, en la que la correspondiente resistividad de capa es ajustada a un mayor o menor valor al ser multiplicada por la razón entre la resistividad aparente observada y la resistividad aparente calculada.

$$\rho_{i+1}(j) = \rho_i(j) * \frac{\rho_o(j)}{\rho_{ci}(j)} \quad \text{Ec. 18}$$

donde:

i = número de iteración

$j = j^a$  capa y  $j^o$  espaciamento

$\rho_i(j) = j^a$  resistividad de capa de la  $i^a$  iteración

$\rho_{ci}(j) =$  resistividad aparente calculada del espaciamento  $j^i$  para la  $i^a$  iteración

$\rho_o(j) =$  resistividad aparente observada del  $j^o$  espaciamento.

Se calcula luego la nueva CRAC utilizando las resistividades de capa ajustadas y luego el nuevo rms% que se compara con el obtenido previamente. Se repiten los pasos anteriores hasta encontrar que el rms% crece en vez de disminuir, sin considerar cantidad de iteraciones o lentitud.

Este modelo de numerosas capas carece de sentido físico y geológico, por lo que es necesario disminuir el número de capas y obtener un modelo equivalente cuya interpretación geológica sea más sencilla.

La reducción del número de capas se realiza utilizando los parámetros de Dar Zarrouk (Maillet, 1947). Para una capa de resistividad constante  $\rho$  y espesor  $E$ , se define la resistencia transversal  $T$  y la conductancia longitudinal  $S$ :

$$T = E\rho \quad S = \frac{E}{\rho}$$

Los parámetros  $T$  y  $S$  de dos o más capas pueden sumarse directamente. Cuando se tiene un conjunto de capas con un comportamiento eléctrico similar es posible reemplazarlas por una única capa de resistividad media  $\rho_m$  y espesor medio  $E_m$ :

$$\rho_m = \sqrt{\frac{T}{S}} \quad E_m = \sqrt{TS}$$

En estas expresiones  $T$  y  $S$  son la sumatoria de cada uno de los parámetros individuales de cada capa del conjunto.

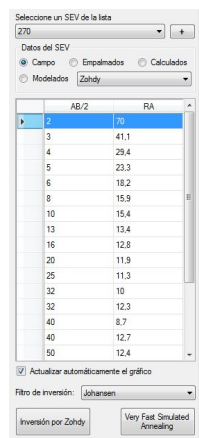
Una vez finalizado el algoritmo y mediante el principio de equivalencia y supresión, se redujo la cantidad de capas de cada corte. De forma que las CRV de cada SEV poseen entre cinco y ocho capas. Esta técnica también se utilizó en todos los casos buscando reducir el rms% al mínimo valor posible.

## Procesamiento

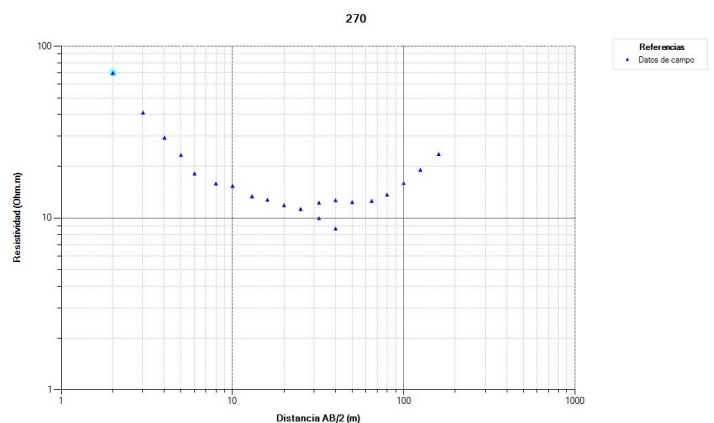
Si bien se ha mostrado minuciosamente el método de inversión y cálculo de la CRV para cada estación, detallaremos las hipótesis tanto físicas como hidrogeológicas y numéricas utilizadas. Consideremos a modo de ejemplo el procesamiento del SEV 270 a partir de las observaciones digitalizadas en el software SEV's.

Como introducción recordemos que durante las mediciones y en lo que respecta al presente trabajo, estrictamente se mide el valor de  $\Delta V$  para cada separación  $AB/2$ , en la misma planilla de campo se calcula el valor de  $\rho_a$  (Ec. 9). Lo que ya asume un modelo de medio bidimensional euclidiano, compuesto de capas discretas planas, homogéneas e isotrópicas, paralelas e infinitas lateralmente de resistividad constante. A la vez de carecer de fuentes y sumideros en superficie y discontinuidades de capas, al asumirse el campo eléctrico conservativo salvo en los puntos de energización; bajo estas hipótesis se asume la Ley de Ohm para medios continuos. Continuamos cargando los datos  $\rho_a$  en cada  $AB/2$  correspondiente a cada SEV

En la siguiente observamos la interfaz gráfica del programa, donde en el sector izquierdo seleccionamos el SEV



AB/2	RA
2	70
3	41.1
4	29.4
5	23.3
6	18.2
8	15.9
10	15.4
13	13.4
16	12.8
20	11.9
25	11.3
32	10
32	12.3
40	8.7
40	12.7
50	12.4





a considerar y visualizamos los datos numéricos de campo cargados directamente desde la planilla.

En tanto que el sector derecho muestra el gráfico bilogarítmico de distancia AB/2 - profundidad(m) VS Resistividad(Ohm.m) con los datos de campo en azul.

En verde visualizamos los datos empalmados, estos surgen de multiplicar en todos los valores de campo anteriores al último empalme, (en este caso hay uno

Seleccione un SEV de la lista  
270

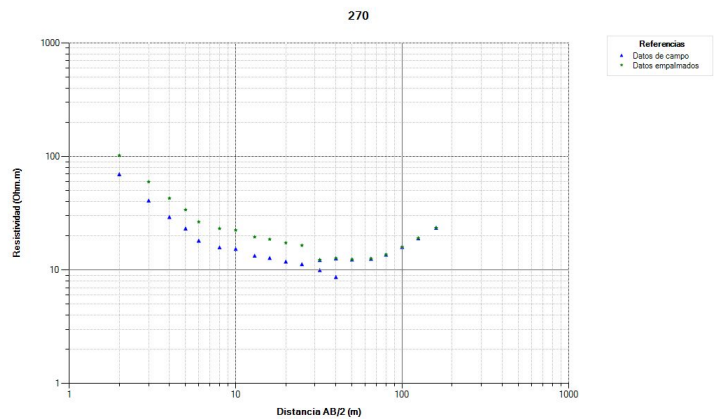
Datos del SEV  
 Campo  Empalmados  Calculados  
 Modelados  Zhody

AB/2	RA
2	102.2
3	60.006
4	42.924
5	34.018
6	26.572
8	23.214
10	22.404
13	19.564
16	18.688
20	17.374
25	16.488
32	12.3
40	12.7
50	12.4
65	12.6
80	13.7

Actualizar automáticamente el gráfico

Filtro de inversión: Johansen

Inversión por Zhody  Very Fast Simulated Annealing



solo) la proporción de la diferencia entre las dos estaciones de empalme correspondientes, en este caso, al AB/2 (m) 32 y 40; esta curva es la CRAO que se introduce en el algoritmo de Zhody. Los empalmes surgen de incrementar la distancia MN dentro del límite de tolerancia planteado como  $MN \leq AB/5$  para la modalidad Schlumberger. Con el objetivo de poder observar valores de diferencia de potencial mayores que con el MN anterior, al ir aumentando AB/2.

Realizamos el primer paso del método de Zhody '89 calculando la  $CRV_1$  a partir de los datos empalmados (CRAO). Obtenemos así un modelo de tantas capas como datos en la curva de

Seleccione un SEV de la lista  
270

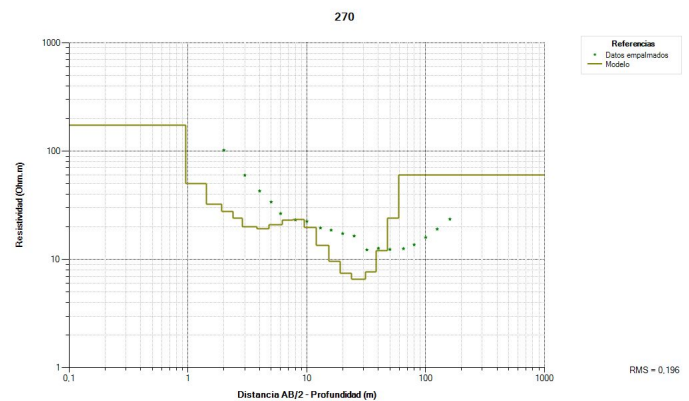
Datos del SEV  
 Campo  Empalmados  Calculados  
 Modelados  Zhody

Prof	RV
0.957	173.788
1.435	50.062
1.913	32.189
2.391	27.617
2.869	24.187
3.826	19.985
4.783	19.212
6.218	20.817
7.653	22.954
9.556	23.269
11.957	19.631
15.305	13.581
19.131	9.615
23.914	7.451
31.088	6.599
38.262	7.667

Actualizar automáticamente el gráfico

Filtro de inversión: Johansen

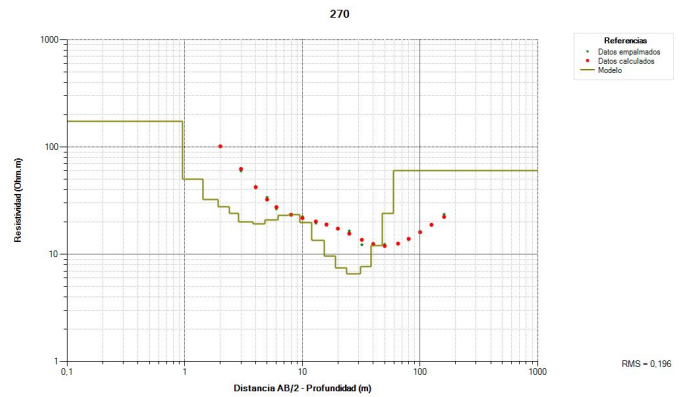
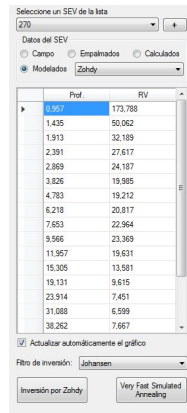
Inversión por Zhody  Very Fast Simulated Annealing



entrada.

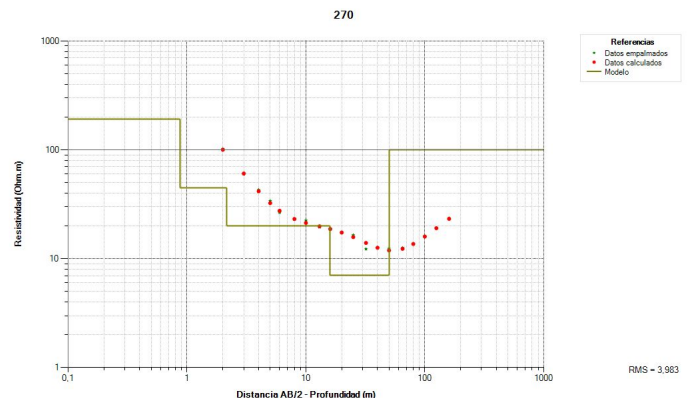
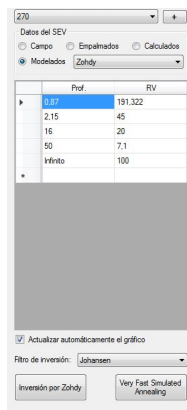
Observemos que dicho corte en principio carece de sentido hidrogeológico, con lo que nos abocaremos en los siguientes pasos a trabajar sobre la CRV.

A partir de la  $CRV_1$  mediante la ecuación 16, el filtro de Johansen y el cálculo de la TR con el algoritmo de Sunde, la iteración del algoritmo de Zhody (ecuación 18) y el cálculo del rms%



(ecuación 17) obtenemos la CRAC. Buscamos que ésta ajuste a la CRAO en un rms% menor a 5, lo cual se satisface con la  $CRV_1$  calculada por el algoritmo. Éste valor puede ser mayor o menor a 5, en todos los casos procedemos a reducir “manualmente” el número de capas mediante el principio de equivalencia y supresión utilizando los parámetros de Dar Zarrouk. Maillet (1947)

Luego de proponer distintos modelos de corte buscando optimizar la solución y reducir la cantidad de capas, hallamos una  $CRV_m$  con mejor ajuste, minimizando el rms%.



Pero no sin antes introducir una fuerte hipótesis hidrogeológica, que en base a la litología descrita en el Capítulo 2 y las observaciones de pozo, tomamos

como valor único de resistividad verdadera del basamento hidrogeológico los  $100 \Omega m$ ; manteniendo consistencia a lo largo de toda la sección, siendo además este valor de un orden de magnitud mayor a los valores hallados para la capa inmediata por encima del basamento, hecho consistente también con las pendientes observadas de las CRAO. Fijado este valor para cada corte geoelectrico es preciso hallar la profundidad de esta última capa minimizando el rms%, que en el ejemplo considerado es de 50 m desde la superficie del terreno, valor chico comparado con otros cortes de la sección pero consistente con la geología descrita, tópico que discutiremos en el Capítulo 5.

En base al procesamiento descrito anteriormente y bajo las mismas hipótesis de trabajo se presentan en el anexo los resultados en detalle de los 49 SEV procesados. Cabe destacar que solo tres de los 49 SEV realizados no pudieron ser modelados dentro de la tolerancia propuesta.

El SEV 229 (Anexo, pág. 8) no pudo ser ajustado dentro de la tolerancia bajo la hipótesis de los  $100 \Omega m$  para el basamento, obteniendo un rms% de 5,7. Siendo que al aumentar a  $120 \Omega m$  se alcanza el ajuste. Se discute este punto en el Capítulo 5.

Los SEV 263 y 264 (Anexo pág. 42 y 43) alcanzaron rms% de 10,9 y 8,1 respectivamente. El origen de ello es la gran resistividad aparente observada con máximo a los diez metros, que resultó imposible de modelar, fué asociado a la presencia de tosca. Aún así a dichos SEVs se los considera confiables en su aporte a la interpretación de la sección por presentar buen ajuste a partir de los 100 metros de  $AB/2$ .

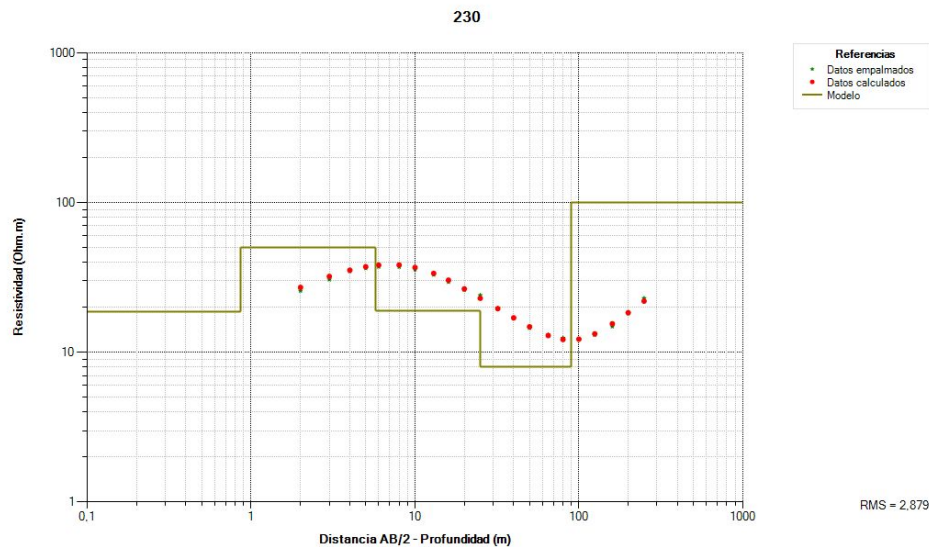
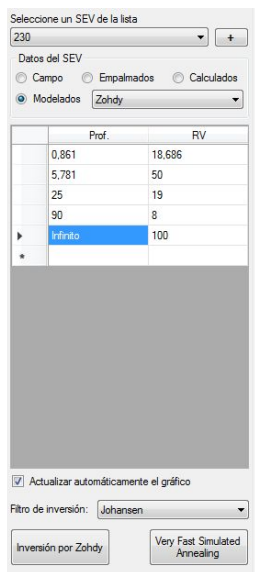
## Capítulo 4

### **Resultados**

A continuación analizaremos tres resultados en particular, los SEV 230, 248 y 258; dichos SEV corresponden a distintos puntos de la sección y tipos distintos de curvas, representativas de sus regiones.

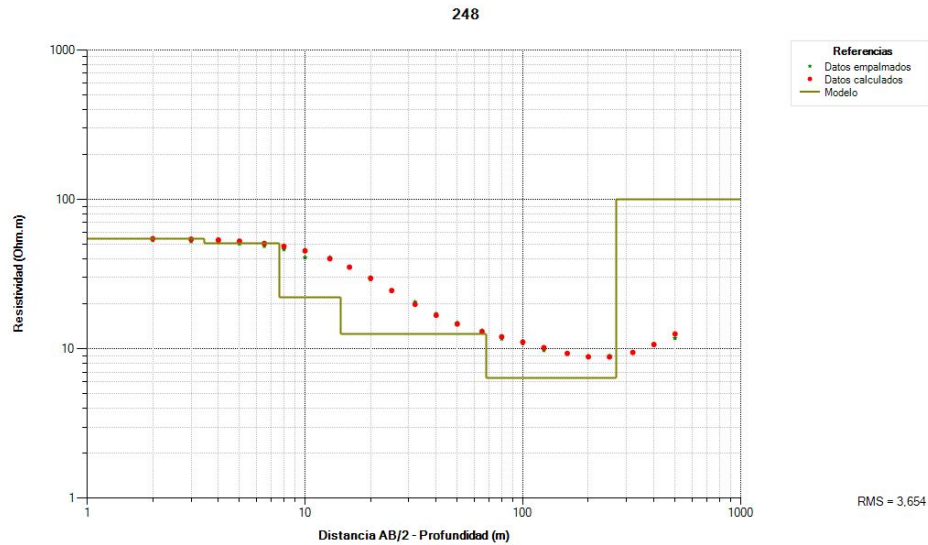
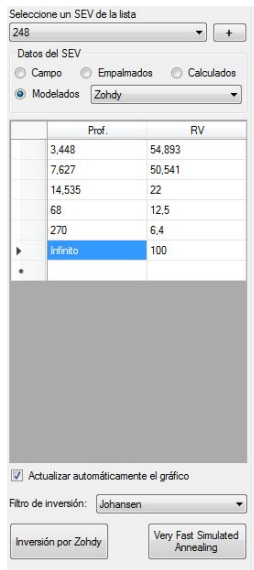
El caso del SEV 230 es típico de su zona, donde el basamento se modela efectivamente a poca profundidad. La CRAO posee un solo mínimo y máximo absoluto, es una curva muy suave sin grandes saltos con lo que no fue difícil obtener una CRV de buen ajuste: 2,9. La profundidad del basamento a 90 m es grande comparada con los SEV al noreste, y es chica comparada con los SEV al suroeste, puesto que se encuentra en una zona de transición como se observa en la sección geoelectrica expuesta más arriba.

Como es habitual en todos los SEV estudiados, la CRV posee una capa por encima de la asociada al basamento con baja resistividad, en este caso de  $7,6 \Omega m$ .



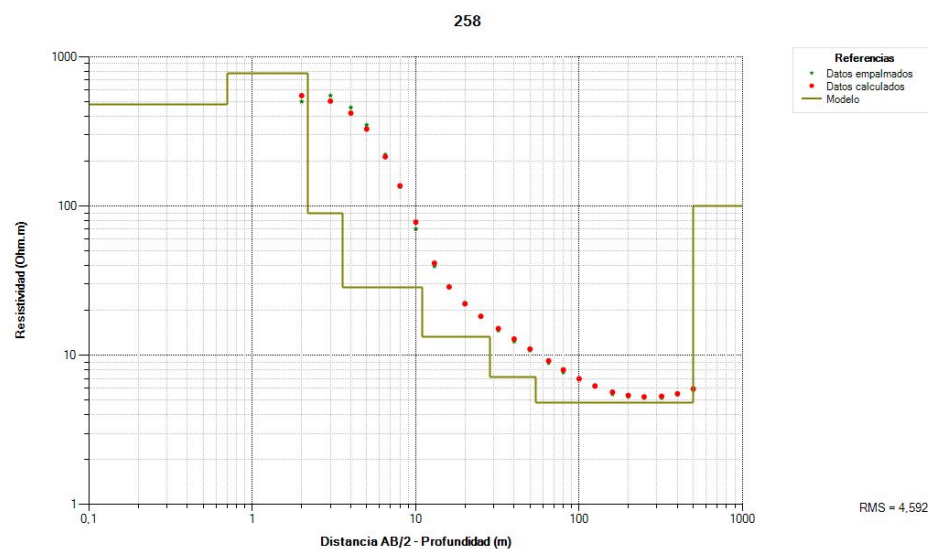
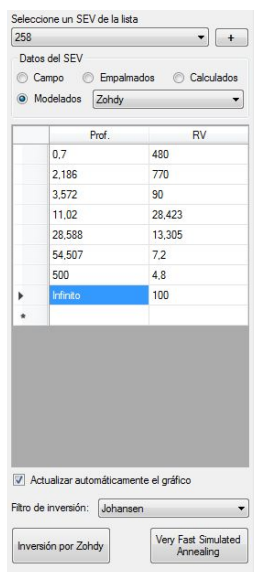
SEV 230

La CRAO del SEV 248 muestra transiciones muy suaves de resistividad, carece de mínimos locales y cae hasta el valor  $8,9 \Omega m$ , luego del mínimo aumenta la resistividad a partir de 250 m de AB/2, manteniendo la pendiente positiva hasta la última observación en los 500 m. Al ser una curva suave se han necesitado pocas capas en la CRV para modelar el subsuelo con un buen ajuste, en este caso presenta un rms% de 3,6. La profundidad del basamento hallada es de 270 m sobre la superficie, un factor relevante es la resistividad de la capa conductiva por encima del basamento, en este caso tiene un valor de  $6,4 \Omega m$ , valor típico de las CRV vecinas. Al igual que en el SEV 230, al NE la profundidad del basamento disminuye, aumentando al SO.



SEV 248

El SEV 258 es uno de los cuales a mayor profundidad se modeló el basamento. La característica más importante del grupo de SEV de esta zona es que en los últimos AB/2 no se observa un incremento fuerte en la pendiente de la CRAO (ver Anexo). Para modelar la profundidad del basamento se utilizó el mismo criterio, buscando minimizar el rms%. Siendo que al utilizar una profundidad menor o mayor a 500 m este indicador crece.

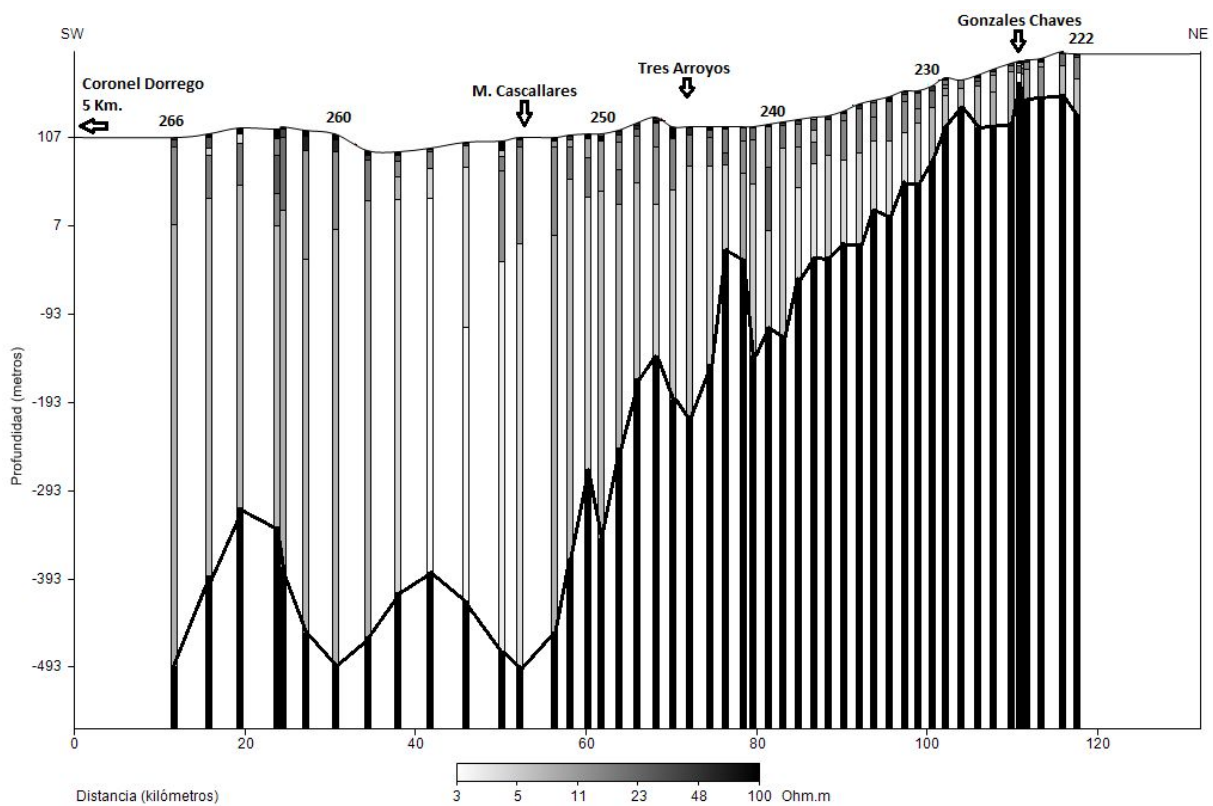


SEV 258

Decimos que estos valores de profundidad de basamento para los cuales el rms% es mínimo, son los óptimos en el ajuste del modelo, llamémoslo profundidad óptima de basamento (POB), a pesar que otros valores de profundidad nos devuelvan un ajuste aceptable (menor a 5%).

### Sección geoelectrica:

La composición de los cortes geoelectricos en el sentido SO - NE que conforman un “plano” 2D a lo largo de la ruta donde se realizaron las observaciones, queda resuelta en la sección geoelectrica:



- Figura 13. Sección geoelectrica conformada por la sucesión de cortes geoelectricos correspondientes a cada uno de los 49 SEV. El modelo de elevación es el proporcionado por Google Earth para cada una de sus coordenadas. Los colores oscuros muestran alta resistividad. A simple vista se visualiza fácilmente el basamento resistivo por debajo de una capa más conductiva, ambas ganando profundidad en promedio hacia el SO. Se remarcó de modo ilustrativo con línea recta, la continuidad de las profundidades del basamento.



En función del incremento final sobre las CRAO es que se diagramaron las aperturas de los nuevos SEVs que se midieron en 2017. Aquellos en los cuales el basamento fue identificado más superficialmente poseen 100 metros de ala; de la misma forma, los más profundos 500 metros. El valor de profundidad de basamento mínimo hallado es de 24 m sobre la superficie, siendo el máximo 600 m y el promedio 260 m. La asignación de formaciones geológicas a las distintas capas del modelo y su correlación con los antecedentes son discutidos en el siguiente capítulo.

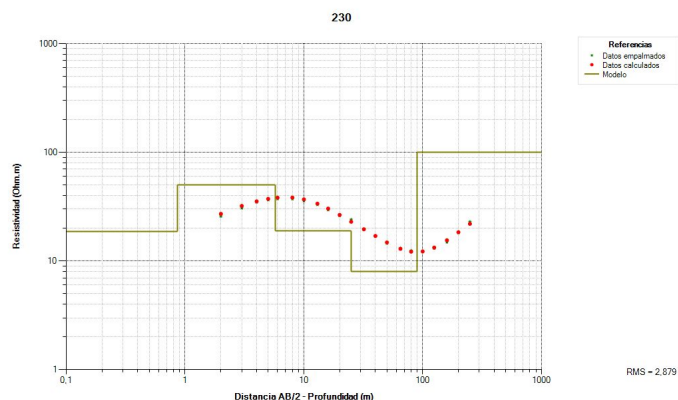
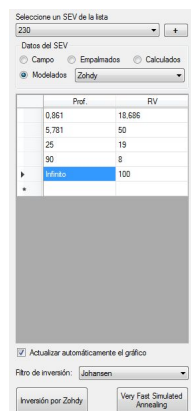
Vale preguntarse ahora acerca de la incertidumbre de los valores de profundidad de basamento óptimos. ¿Cuánto podremos variar la profundidad de basamento manteniéndonos dentro del rango de tolerancia? ¿Cómo afecta la profundidad óptima en la incertidumbre?

## Análisis de Incertidumbre.

En el capítulo de Metodología se mostró la no unicidad de la solución en el problema inverso, a saber, distintas CRV pueden ajustar dentro de la tolerancia a los valores observados, de forma que son similares la CRAO y la CRAC. En el presente estudiaremos las variaciones de profundidad óptima de basamento que son aceptables dentro del rango de tolerancia, para la profundidad óptima hallada en los mismos ejemplos anteriores de los SEV representativos 230, 248 y 258.

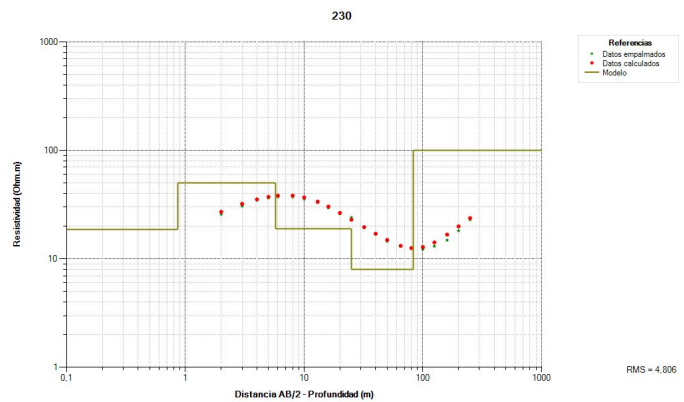
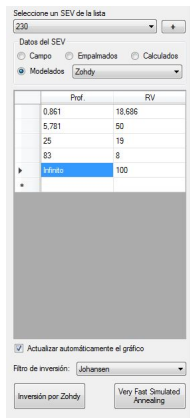
### SEV 230

El SEV 230 posee un ajuste óptimo a los 90 m con un rms% de 2,9.

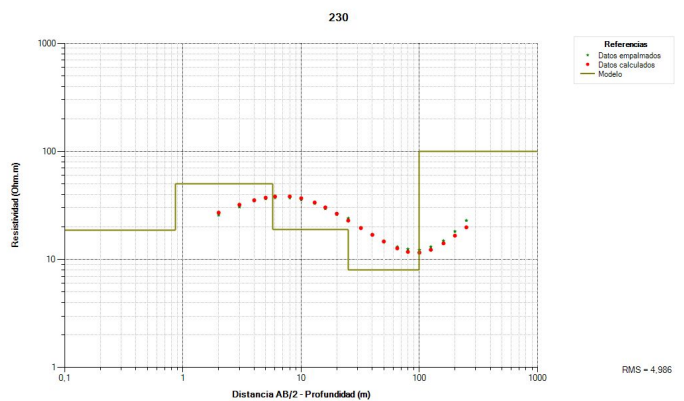
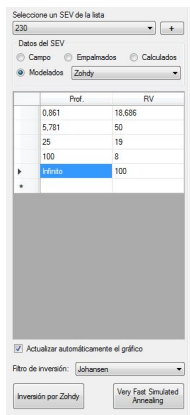




Manteniendo el valor de resistividad verdadera del basamento en 100  $\Omega m$  disminuimos la profundidad hasta llegar al rms% 5 (o muy cercano), obteniendo 83 m de profundidad.



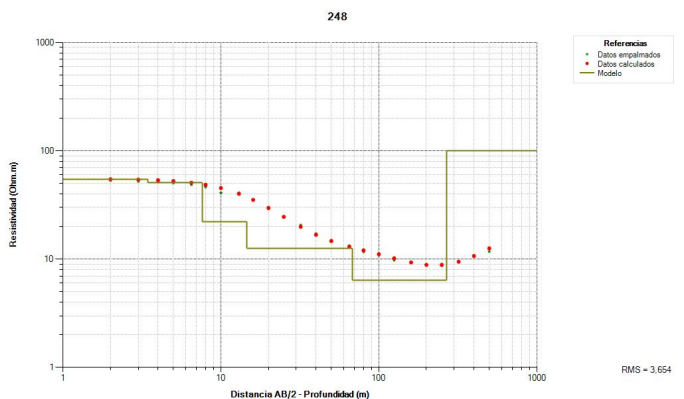
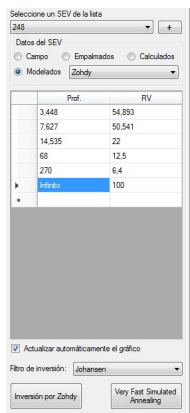
De la misma forma, se procedió a aumentar la profundidad del basamento, obteniendo así 100 m sobre la superficie para el rms% 4,9.



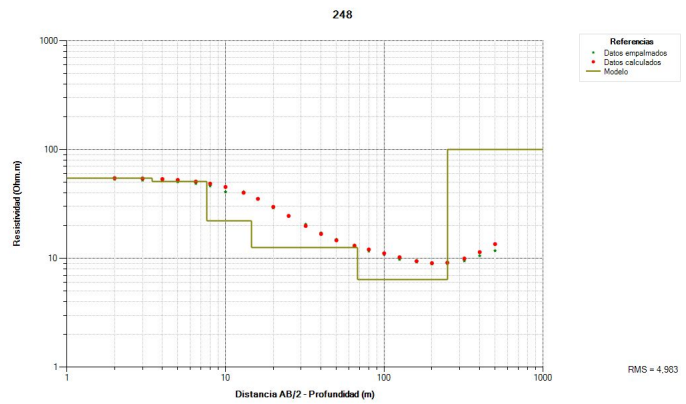
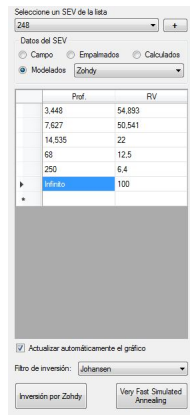
Siendo entonces la profundidad óptima de 90 m con una incertidumbre máxima de 10 m, osea 90 m  $\pm$  10 m, que corresponde a un 11% del valor de profundidad.

## SEV 248

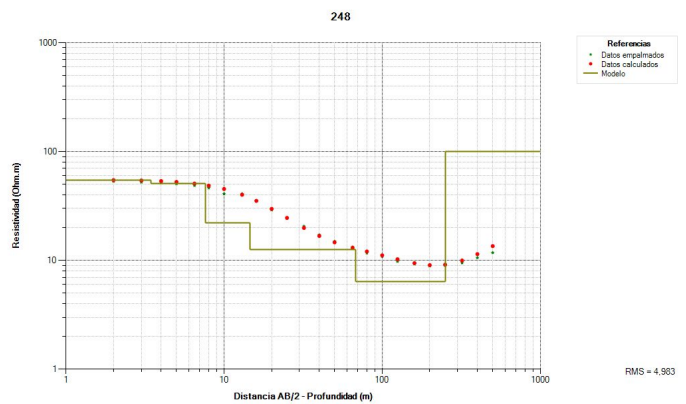
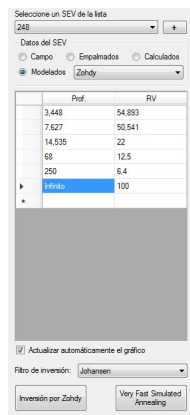
El SEV 248 halla su POB a los 270 m con un ajuste de 3,6. Veámos como responde el rms% a la variación de profundidad.



Manteniendo el valor de resistividad verdadera de la última capa en 100  $\Omega m$ , se disminuyó hasta los 250 m para llegar al rms% 4,9.



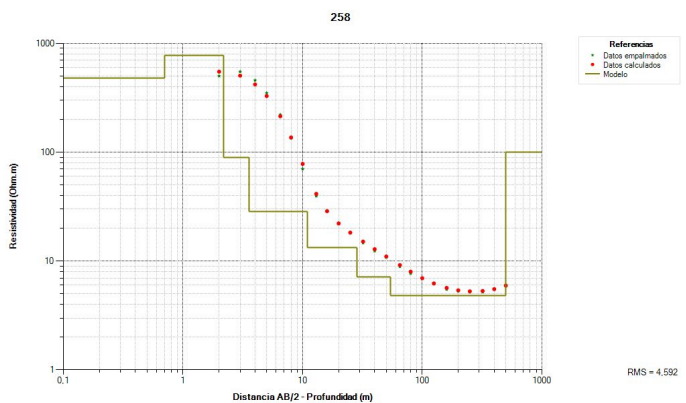
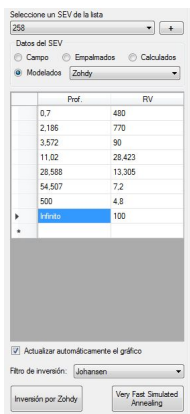
Del mismo modo, aumentando la profundidad llegamos a 320 m con un rms% de 5



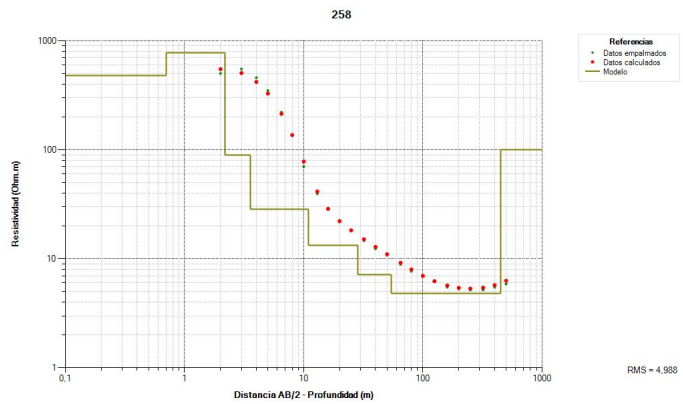
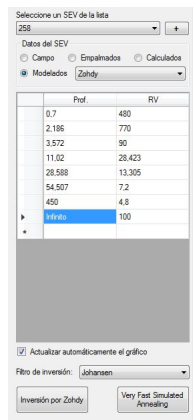
Resulta que la profundidad óptima de 270 m puede variar entre 250 y 320 m dentro de la tolerancia aceptada, siendo la incertidumbre de 50 m, o sea 270 m  $\pm$  50 m que representa un 18% del valor de la profundidad.

### SEV 258

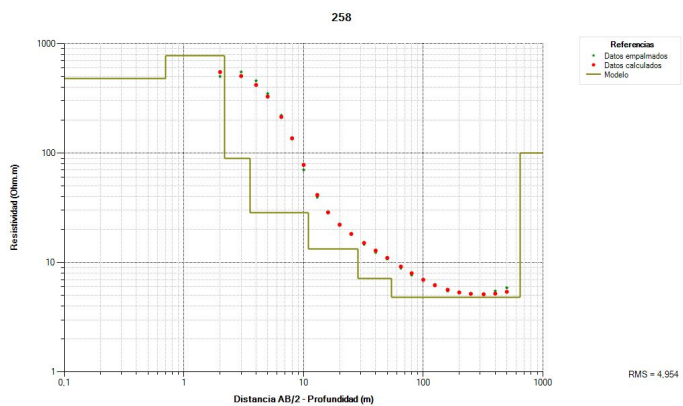
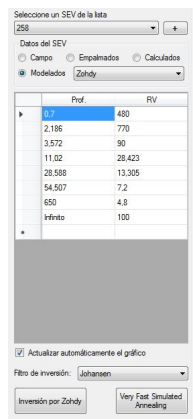
El SEV 258 presenta una PO a 500 m sobre la superficie con un rms% 4,6. Veamos cuánto puede variar dentro de la tolerancia aceptada.



Disminuyendo la profundidad hasta los 450 m nos encontramos en el límite de la tolerancia.

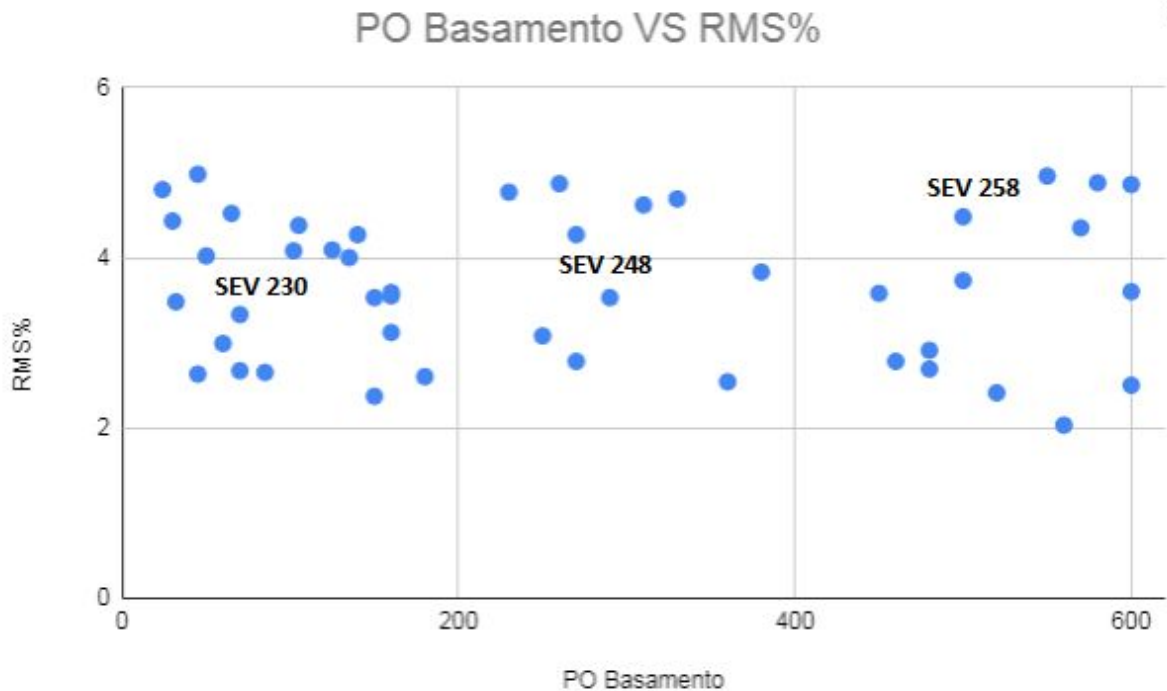


De igual forma podemos aumentarla hasta 650 m, manteniendo siempre los 100Ωm de resistividad verdadera en la capa asociada al basamento.



Siendo que la POB de 500 m puede variar entre 450 y 650 m dentro de la tolerancia aceptada, obtenemos una incertidumbre máxima de  $500 \pm 150$  m que corresponde al 30% del valor de la profundidad.

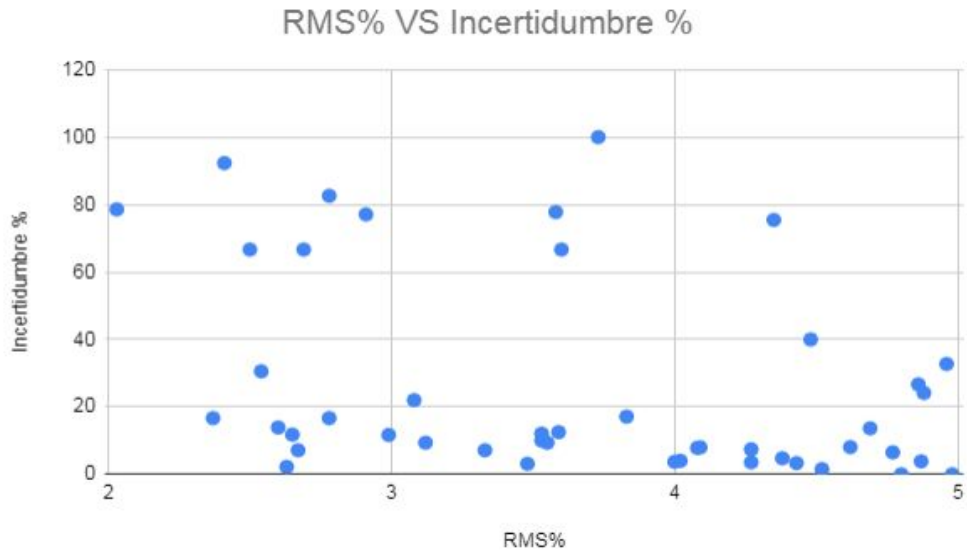
Ahora analicemos si efectivamente como sugieren los tres ejemplos anteriores, el rms% óptimo crece con la profundidad óptima de basamento.



- Figura 14. POB vs RMS%

Utilizamos un indicador estadístico para evaluar la correlación de las variables, el cálculo de la correlación de Pearson resulta  $-0.05$ . Valor muy chico que sugiere no existe correlación estadística entre la POB de basamento y el rms%. Se marcaron los valores correspondientes a los ejemplos.

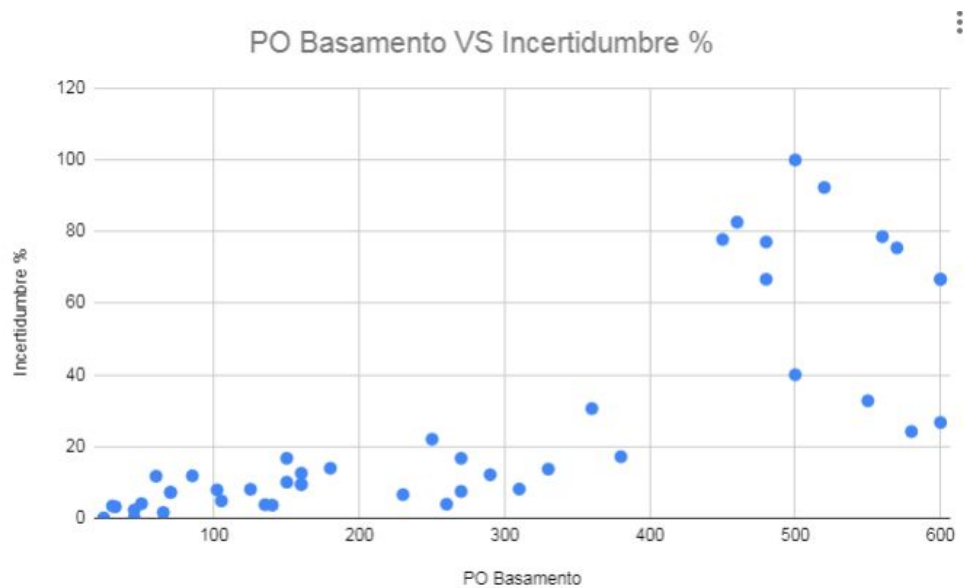
Ahora veamos si hay relación entre la incertidumbre porcentual y el rms% en cada uno de los SEV. Para calcular la incertidumbre de cada SEV se procedió como se muestra arriba, tomando el porcentaje con respecto a la diferencia más grande entre el valor de POB y la profundidad por debajo y arriba de esta, con lo que podemos referirnos a incertidumbre máxima porcentual (IMP). En cinco de los casos al aumentar la profundidad del basamento no se llegó al rms% 5; con lo que se asumió tal profundidad igual a 1000 m en todos los casos, por ser un valor mayor a este geológicamente inviable respecto a los antecedentes geológicos y geofísicos.



• Figura 15. RMS% vs Incertidumbre %

El cálculo de la correlación de Pearson resulta  $-0.36$ , valor chico para considerar que exista una fuerte correlación estadística entre ambas variables. Obsérvese que la mayoría de los datos poseen baja incertidumbre a lo largo del eje horizontal. Veamos entonces qué sucede con la incertidumbre máxima en relación a la profundidad óptima de basamento.

Tal como sugieren los ejemplos, ésta última crece con respecto a la primera. El cálculo de la correlación de Pearson resultó de  $0.8$ , valor que muestra una fuerte correlación estadística entre la profundidad óptima del basamento y la incertidumbre máxima porcentual. También se observa que al aumentar la POB aumenta la dispersión de la IMP.



• Figura 16. POB vs Incertidumbre %

A pesar del carácter quizá intuitivo de relacionar la POB con el crecimiento del rms% vimos que no existe tal correlación. Es importante destacar que conforme a la figura anterior, los SEV con menos de 400 m de ala poseen incertidumbres bajas, comparados con los SEV con más de 400 m de ala que en general poseen alta IMP. Los SEV 254, 255, 256, 259, 260, 261, 262, 265 y 266 (Anexo p.34 en adelante) no muestran suficientes valores de resistividad aparente asociados al basamento resistivo, con lo cuál su IMP resultaron mayores a 40%, en el siguiente capítulo propondremos como dar solución a estos casos.

## Capítulo 5

### **Interpretación**

Siendo que las observaciones realizadas sobre la ruta que siguen los SEV tienen una separación máxima de 3 Km, la resolución espacial del modelo es superior a la de los trabajos antecedentes. Tal como muestran estos antecedentes geofísicos de la zona, existe una evidente simetría en la cuenca respecto del Arroyo Claromecó a gran escala, no pudiendo asegurar lo mismo bajo nuestra escala utilizada; sumado a que la interpretación se da sobre los sedimentos post paleozoicos y basamento hidrogeológico, que escapan a los resultados del citado trabajo gravimétrico. Además, la ruta de observación no es perpendicular a tal curso, sino que es más bien oblicua como se aprecia en la figura 2 y 4. También es de notar que el SEV 266 no se halla en cercanías del Sistema de Ventania. En base a esta disposición espacial es que interpretamos no se ha observado un cierre del basamento sobre el sector SO, siendo que si se lo halla al NE.

Observando la figura 4 en el trabajo de Weinzettel 2006 podemos correlacionar efectivamente las profundidades de basamento modeladas en el presente trabajo. Notando variaciones más abruptas en el presente que las más suaves transiciones mostradas en el trabajo antecedente cuya distancia entre SEV es de al menos 10 Km, adicionalmente en el mismo se interpolan valores, cálculo que no resultó relevante dada la corta distancia entre SEV utilizada.

Esta correlación no es perfecta, los métodos de cálculo y observación de los SEV son diferentes además de la escala utilizada. Aún así los rangos de

profundidad de basamento son coincidentes: menor a 100 m en la zona de González Chávez, cercano a 300 m en Tres Arroyos y superior a 500 m en la ruta a Coronel Dorrego. Recordemos además que en proximidades de la localidad de Gonzales Chávez se han observado afloramientos de basamento, dato concordante con los 24 m de POB modelada en esa zona.

Por encima del basamento hidrogeológico y en forma discordante se han depositado sedimentos terciarios continentales (Mioceno Rojo) y por encima sedimentos marinos (Mioceno Verde). Al presentar los sedimentos terciarios una alta concentración de sales, se trató de definir la profundidad y espesor en que yacen en la cuenca, en base a la consideración de las bajas resistividades que estas formaciones presentan.

En base a la descripción y observación (pozo Gil 1) litológica de las secciones Hipoparaniana y Paranaiana, sus concentraciones salinas y las profundidades y espesores dados en el trabajo antecedente (Weinzettel 2006), asignamos la capa por encima del basamento a estas dos secciones en discordancia sobre éste. Posee valores de resistividad verdadera entre 2,6 y 13,3  $\Omega m$ , mientras que el espesor varía entre los 11 m al NE y 500 m al SO, tal como también sugiere el modelo del citado trabajo graficado en la figura 5.

## **Conclusiones**

El objetivo propuesto fue estudiar la profundidad del basamento hidrogeológico en la zona de trabajo, comprendida dentro de la Cuenca Interserrana, mediante Sondeo Eléctrico Vertical en modalidad Schlumberger.

En base a la exploración geoelectrica realizada se ha podido determinar la profundidad de la roca paleozoica (basamento hidrogeológico) en el área de estudio. Dicho basamento es superficial en el sector NE y se profundiza



paulatinamente llegando a profundidades superiores a los 600 m desde superficie en el sector SO; siendo también que la fuerte suposición acerca de la resistividad verdadera de dicha formación paleozoica ( $100\ \Omega m$ ), logró corresponder una efectivo ajuste en los 49 SEV salvo un solo caso. Por otra parte el modelo geoelectrico propuesto ha permitido obtener profundidades y espesores del Mioceno debido al alto contraste que producen sus bajas resistividades producto de sus sedimentos arcillosos conteniendo acuíferos altamente salinos.

La correlación entre los datos, el modelo resuelto y los antecedentes es satisfactoria, no se hallaron contradicciones, a la vez que la mayor resolución del presente reviste un mayor aporte.

La IMP crece con la POB, aquellos SEV profundos de alta IMP deberían ser re observados con mayor ala para obtener más registros de resistividad aparente asociada al basamento, y así obtener un menor IMP ganando mayor confiabilidad en el sector SO del modelo. Otra propuesta es poder realizar SEV largos continuando la ruta hasta encontrar el pie del Sistema de Ventania, buscando en tal sector un cierre a la Cuenca Interserrana.

## Referencias:

- CALVETTY AMBONI, B., 2011. Cátedra de Métodos eléctricos de Prospección, apuntes del curso. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP, La Plata, Argentina.
- CALVETTY AMBONI C.B. “Presa del Arroyo Blanco – Informe de Geofísica mediante Geoeléctrica.” (Inédito). 2011.
- CINGOLANI, C.A. (2005). Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincia de Buenos Aires. Relatorio de XVI Congreso Geológico Argentino (De Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. ed.), La Plata, 21-30.
- FERNANDEZ, M.A., FILI M.F., AUGE M.P., CECI J.H., (1975) Geohidrología de los acuíferos profundos de la provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino, 479-500.
- FRENGUELLI, J. (1950). Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. LEMIT, serie II, 33 p.
- FURQUE, G. (1965). Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. Revista Museo de La Plata 5 (Geología): 239-243.
- GARCÍA, J. Y GARCÍA, O. (1968). Descripción hidrogeológica de la zona Estación Coronel Rodolfo Bunge - De la Garma, provincia de Buenos Aires. Instituto Nacional de Geología y Minería 24 p.
- GARCÍA, J. (1969). El agua subterránea en la cuenca del Quequén. Relatorio de la reunión sobre la geología del agua subterránea de la provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata, 91-97.
- GHOSH, D.P., (1971a) The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. Geophysical Prospecting 19, pp. 176-180.
- GHOSH, D.P, (1971b) Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. Geophysical Prospecting 19, pp. 769-775

- GONZÁLEZ, M.A. (1995). Diagnóstico ambiental de la provincia de Buenos Aires. Banco de la Provincia de Buenos Aires, Tomo I, Aspectos Básicos, 245 p.
- GONZÁLEZ, M.A. (1997). Diagnóstico ambiental de la provincia de Buenos Aires. Banco de la Provincia de Buenos Aires, Tomo II, Descripción de los Sistemas Ambientales (de Tandilia, interserranos, de Ventania y de la vertiente austral de Ventania), 210 p.
- GONZÁLEZ, N. “Los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires”. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. 359-374. La Plata, 2005.
- HARRINGTON, H.J. (1970). Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(2):151-181.
- HERNÁNDEZ, M., FILI, M., AUGÉ, M. Y CECI, J. (1975). Geohidrología de los acuíferos profundos de la Provincia de Buenos Aires. V Congreso Geológico Argentino, Actas, Tomo II, 479-500.
- JOHANSEN, H. K., (1975) An interactive Computer/Graphic-Display-Terminal System for Interpretation of Resistivity Soundings, Geophysical Prospecting 23, pp. 449-458.
- KRUSE E.; Deluchi M.; Laurencena P., Varela L. “Caracterización de la red de drenaje para la evaluación hidrológica en la región interserrana (provincia de Buenos Aires)”. I Congreso Nacional de Hidrogeología y III Seminario Hispano – Argentino sobre temas actuales de hidrología subterránea. Bahía Blanca, 133-145. 1997.
- KOSTADINOFF, J. Y FONT DEAFFOLTER, G. (1982). Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas IV, 105-121.
- LLAMBÍAS E. y Prozzi C. “Ventania” Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino, 79-101. 1975.

- LONDOÑO Q. et all. Evaluación comparativa de métodos de cálculo de recarga en ambientes de llanura. la llanura interserrana bonaerense (argentina), como caso de estudio. Dyna; Vol. 79, núm. 171 (2012); 239-247 DYNA; Vol. 79, núm. 171 (2012); 239-247 2346-2183 0012-7353.
- MAILLET, (1947), “The fundamental equations of electrical prospecting” Geophysic 12: 529-556.
- MONTEVERDE, A. (1938). Nuevo yacimiento de material pétreo en Gonzales Chaves. Revista minera.Geología y Mineralogía. Sociedad Argentina de Minería y Geología. T. VIII, pp 116-124.
- NIGRO, J. y PERDOMO, S. 2016. Desarrollo de software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales Schlumberger. XXVIII Reunión Científica de la AAGG. La Plata, 2016.
- QUIROZ Londoño O.M., Martínez D.E., Massone H.E., Bocanegra E.M., Ferrante A. “Hidrogeología del área Interserrana bonaerense: Cuencas de los arroyos El Moro, Tamangueyu y Seco”. VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea –Asunción, Paragua. 2006.
- QUIROZ Londoño O.M., Martínez D.E., Massone H.E. “Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático” Tecnología y Ciencias del Agua, III (2), 123-130. 2012.
- SALA J.M. “Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires. IV Congreso Geológico Argentino. Pp. 169. Buenos Aires. República Argentina. 1975.
- STEFANESCO, S.; Schlumberger, C.; Schlumberger, M. (1930) Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et

isotropes. Journal de Physique Archive. Volume 1, Número 4, pp. 132 - 140

- SUNDE, 1949 Earth conduction effects in transmission systems. Van Nostrand, New York.
- TERRAZA, J. Y DE GUILLÉN, A. (1973). Nuevos afloramientos paleozoicos de la provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur (inédito).
- WEINZETTEL, VARNI. (2007). Caracterización hidrogeológica del área urbana y periurbana de la ciudad de Tres Arroyos, provincia de Buenos Aires. IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Tomo 1, pp. 171-180.
- WEINZETTEL, P. y VARNI, M. “Aportes al conocimiento del subsuelo de la cuenca del arroyo Claromecó, provincia de Buenos Aires”. Taller de Geofísica Aplicada a la Hidrogeología. Universidad Nacional de Entre Ríos. ISBN 978-987-23936-0-1. 2007
- YRIGOYEN, M. (1975). Geología del subsuelo y la plataforma continental. En Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino, 139-168.
- ZAMBRANO, J.J. (1974). Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXIX(4):443-469.
- ZÁRATE M. Y RABASSA, J. (2005). Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio de XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, 119-138.
- ZHODY, A., R. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysycs, USA. 54(2): 245-253.