



Estimación de parámetros hidráulicos subterráneos a partir de estudios de resistividad eléctrica 2D

Geof. Santiago Perdomo

Tesis presentada para optar por el título de Doctor en Geofísica.

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Universidad Nacional de La Plata

Director: Dr. Jerónimo E. Ainchil

Co-director: Dr. Eduardo E. Kruse

- Marzo 2015 -

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS HIDRÁULICOS SUBTERRÁNEOS A PARTIR DE ESTUDIOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA 2D

Tesis presentada en cumplimiento de los requisitos para obtener el grado de

DOCTOR EN GEOFÍSICA

en la

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

por Geof. Santiago Perdomo

Director: Dr. Jerónimo E. Ainchil (Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP)

Co-director: Dr. Eduardo E. Kruse (Facultad de Cs. Naturales y Museo, UNLP)

Jurado: Dr. Luis Guarracino (FCAG, UNLP)

Dr. Daniel Martínez (Universidad Nacional de Mar del Plata)

Dr. Pablo Weinzettel (Universidad Nacional del Centro de la Pcia. de Bs. As)

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque s/n
(1900) La Plata
Argentina

Resumen

La estimación convencional de parámetros hidráulicos, como la transmisividad (T) y la conductividad (K), requieren la ejecución de perforaciones y ensayos cuyos resultados son representativos puntualmente. Esto obliga, en estudios de escala regional, a contar con numerosos pozos cuya ubicación resulte relevante en las interpretaciones hidrogeológicas. Por esta razón, el empleo de los métodos eléctricos surge como una efectiva técnica complementaria, en especial en países en desarrollo donde es necesaria la optimización de la información y recursos disponibles.

En este trabajo se han obtenido relaciones empíricas entre parámetros hidráulicos y geoeléctricos para tres ambientes de llanura en la provincia de Buenos Aires: Partido de La Plata, Partido de la Costa y Partido de Pinamar. La información utilizada se obtuvo en una primera etapa de recopilación de datos antecedentes: descripción litológica, parámetros hidráulicos y perfilajes geofísicos. De manera complementaria se estudiaron nuevos de pozos y se midieron los sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas para elaborar el modelo geoeléctrico de cada zona.

Las relaciones obtenidas permiten realizar una cuantificación adecuada de T y K, a partir de determinaciones de la resistividad desde la superficie. Por medio de las tomografías eléctricas se ha explorado las variaciones laterales de la resistividad y mediante las relaciones propuestas para cada zona se han generado secciones 2D de transmisividad y conductividad hidráulica del acuífero.

En los casos de estudio planteados, las secciones 2D de transmisividad muestran que existe una heterogeneidad hidráulica del medio considerado, mientras que con ensayos convencionales esto no es posible de determinar. Finalmente, se logra identificar zonas de mayor productividad hidráulica previo a realizar una perforación, optimizando la ubicación y diseño de los pozos.

Índice de contenido

1 – Marco Teórico		Pág.
	Introducción	1
	Motivación de estudio	2
	Principio del método eléctrico	3
	Modelo de roca saturada. Manejo de capilares	6
	Antecedentes acerca de la asociación entre parámetros hidrogeológicos subterráneos y geofísicos	8
2 – Objetivos e hipótesis		24
3 – Descripción del área de estudio		
	Marco geológico regional	26
	Descripción hidrogeológica	29
	Geomorfología e hidrogeología de la región costera Atlántica	34
	Esquema hidrogeológico de San Clemente del Tuyú	36
	Esquema hidrogeológico de Pinamar	38
4 – Materiales y métodos		
	Mediciones de resistividad	40
	Análisis de los modelos teóricos	48
	Sección 2D de transmisividad hidráulica	62
	Instrumental	62
5 – Sector Noreste		
	Caracterización geofísica	65
	Determinación de parámetros hidráulicos para el acuífero Puelche	73

	Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectricos	74
	Incremento de la cobertura de datos hidráulicos	80
	Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad	83
6 – Sector Costero Norte		
	Caracterización geoelectrica	86
	Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectricos	93
	Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad	97
7 – Sector Costero Sur		
	Caracterización geoelectrica	101
	Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectricos	108
	Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad	109
8 - Discusión		
	Escala de atribución de los datos geoelectricos e hidráulicos	113
	Ambigüedad del SEV	115
	Variación de la conductividad eléctrica del agua	115
	Ensayos de bombeo	116
	Diferencias entre relaciones experimentales	116
9 – Conclusiones		120
Bibliografía		124

Anexos Sector Noreste		
	Anexo 1. Curvas sondeos eléctricos verticales. Partido de La Plata	130
	Anexo 2. Datos Puelche Partido de La Plata	144
	Anexo 3. Mapas Partido de La Plata	148
	Anexo 4. Tomografías de resistividad eléctrica	151
Anexos Sector Costero Norte		
	Anexo 5. Curvas sondeos eléctricos verticales. Partido de la Costa	155
	Anexo 6. Tomografías de resistividad eléctrica	185
Anexos Sector Costero Sur		
	Anexo 7. Pozos Partido de Pinamar	196
	Anexo 8. Curvas sondeos eléctricos verticales. Partido de Pinamar	201
	Anexo 9. Tomografías de resistividad eléctrica	210

Estructura de la tesis

Este trabajo de tesis comienza con una introducción donde se plantea la importancia de estudiar el subsuelo a través de sus propiedades físicas para resolver problemáticas asociadas a los recursos hídricos subterráneos. En particular, está enfocada en el estudio de las propiedades eléctricas, así es que se describen los conceptos básicos del método eléctrico y se revisan antecedentes relacionados con la asociación de parámetros hidráulicos y geoeléctricos.

En el segundo capítulo se plantea el objetivo principal del trabajo y se enumeran las tareas que se plantean para resolver la problemática. El Capítulo 3 constituye un resumen de las principales características geológicas de la zona de estudio y una descripción del marco geológico regional, con énfasis en los rasgos geomorfológicos distintivos. Posteriormente, para cada área de estudio, La Plata, partido de la Costa y Pinamar, se hace una síntesis de la sedimentología y los modelos hidrogeológicos propuestos hasta el momento en la bibliografía.

En el capítulo 4 se describen los métodos que se utilizaron para la adquisición, análisis y procesamiento de datos geoeléctricos y perfilajes de radiación gamma natural.

Los resultados se presentan en capítulos separados para cada área de estudio: Sector Noreste, Sector Costero Norte y Sector Costero Sur de la Provincia de Buenos Aires. En cada capítulo se efectúa una caracterización y se propone el modelo geoeléctrico derivado a partir de los sondeos eléctricos verticales y las tomografías eléctricas. Se estudia la relación entre los parámetros hidráulicos y geoeléctricos; y se generan las secciones 2D de transmisividad y conductividad hidráulica. Por último se plantea un capítulo con una discusión sobre las dificultades encontradas y reflexiones acerca de las metodologías propuestas, y en las conclusiones se reflejan los resultados particulares de cada zona y conclusiones generales sobre los objetivos planteados.

1- Marco Teórico

En este primer capítulo se plantea la importancia de estudiar el medio físico y en particular las problemáticas asociadas a los recursos hídricos subterráneos. Se detallan brevemente los conceptos básicos del método eléctrico y se revisan antecedentes relacionados con la asociación de parámetros hidráulicos y geoeléctricos. Se sintetizan trabajos que abordan la resolución del problema utilizando métodos eléctricos en corriente continua, pero también otros que utilizan de manera complementaria polarización inducida y georradar. También se señalan antecedentes sobre el tratamiento estadístico de los datos, y por último se plantea una discusión sobre cada uno de estos enfoques. A partir de este análisis se decide abordar el estudio a través de la búsqueda de relaciones empíricas a partir de datos hidráulicos y geoeléctricos para tres casos de estudio.

1.1 Introducción

Las características geológicas e hidrogeológicas asociadas a las propiedades geofísicas del subsuelo en los ambientes de llanura revisten una singular trascendencia. El subsuelo es el medio donde se almacenan las mayores reservas de agua dulce. Además representa el sostén de la agricultura, sirve como repositorio de gran parte de desechos y contaminantes, y constituye una base para cualquier obra de infraestructura.

El conocimiento del comportamiento de las aguas subterráneas es de suma importancia para realizar una explotación sostenible del recurso, evitando su contaminación o prever medidas de remediación adecuadas. La realización de pozos de exploración es la manera más confiable de obtener información directa sobre el

subsuelo, sin embargo, además de resultar costosos, suelen ser representativos localmente y su validez regional está sujeta a suposiciones acerca de la variación espacial de una magnitud determinada.

En países desarrollados se encuentran disponibles muchos medios y recursos, principalmente económicos y tecnológicos, para las investigaciones hidrogeológicas. Esta situación permite disponer de datos básicos y específicos, bien distribuidos y de óptima calidad. De esta forma es posible satisfacer en la práctica los requerimientos considerados desde un análisis teórico.

Por el contrario, en países en vías de desarrollo este no es generalmente el caso y los investigadores usualmente cuentan con fondos limitados para sus investigaciones y con información deficientemente distribuida. La situación social y económica lleva a generar información expeditiva para resolver el problema específico de la provisión de agua. En este contexto resulta necesario la búsqueda y el desarrollo de metodologías complementarias que posibiliten optimizar la cantidad de datos y sobrellevar la carencia de estudios específicos.

1.2 Motivación del estudio

La manera convencional de estimar la conductividad hidráulica es a través de los ensayos de bombeo en perforaciones. Estos estudios insumen mucho tiempo de trabajo y resultan costosos, principalmente por el número de pozos que se necesitan para evaluar cada zona, algunos suelen ser muy invasivos (como el slug test) y siempre están sujetos a las condiciones constructivas del pozo, lo que puede llevar a interpretaciones erróneas. Algunos otros métodos, como la aplicación de trazadores para evaluar el flujo preferencial de transporte son raramente llevados a la práctica.

También se efectúan ensayos sobre muestras de roca en laboratorio, donde se trabaja para estimar la permeabilidad, la porosidad o la granulometría, obteniéndose buenos estimadores a pequeña escala aunque poco confiables cuando se intentan trasladar los resultados a una escala de trabajo local o regional. La principal dificultad de este método es que requiere una gran cantidad de determinaciones para obtener un valor de permeabilidad característico.

La elección del método a utilizar depende de los recursos disponibles y de las condiciones hidrogeológicas de la zona de estudio. De cualquier forma hay que conocer las limitaciones y suposiciones de cada técnica, y aceptar que todas están sujetas a errores y de alguna forma la determinación de una magnitud está influenciada por el método aplicado.

Sin embargo, cualquiera sea la técnica, la determinación “directa” de los parámetros hidráulicos, constituyen el punto de partida para cualquier estudio posterior. Por eso la estimación de parámetros hidráulicos a través de técnicas indirectas se presenta como un complemento a este tipo de estudios y no como una alternativa para remplazarlos.

1.3 Principio del método eléctrico

La conductividad eléctrica en corriente continua se denomina σ_0 (expresada en $S\ m^{-1}$) y es la magnitud recíproca de la resistividad (ρ en unidades de Ohm m, Ωm) Esta magnitud manifiesta la facilidad con la que puede establecerse un flujo de corriente continua en un medio (Sharma, 1997).

La expresión clásica de la ley de Ohm (Ohm, 1826) establece que la diferencia de potencial (ΔV) entre dos extremos de un conductor es proporcional a la intensidad de corriente I :

$$\Delta V = RI \quad (1.1)$$

La ecuación que gobierna la conducción de corriente eléctrica en un medio isótropo de conductividad σ_0 , se expresa como:

$$J = \sigma_0 E \quad (1.2)$$

J es la densidad de corriente y E es el campo eléctrico que por ser conservativo deriva de un potencial eléctrico escalar, $E = -\nabla V$. Este potencial eléctrico satisface la ecuación de Laplace ($\nabla^2 V = 0$) fuera de las áreas donde la corriente es inyectada o recibida. Para conocer la distribución del potencial eléctrico en superficie es necesario resolver esta ecuación planteando condiciones de borde apropiadas.

El caso más simple es considerar la resistencia eléctrica de una muestra cilíndrica de roca (Fig. 1.1) de longitud L , resistividad ρ y sección transversal A (Orellana, 1982):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (1.3)$$

El factor (A/L) es puramente geométrico y en los estudios de campo suele estar dado por la posición relativa de los electrodos en el terreno.

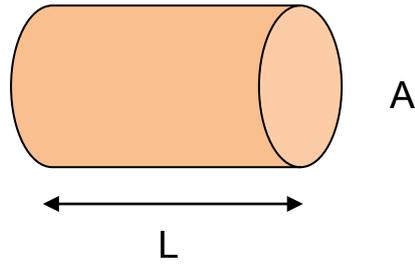


Fig. 1.1. Muestra de roca cilíndrica de longitud L y sección transversal A, con una resistividad eléctrica ρ .

En las adquisiciones de datos en campo se cuenta con dos electrodos de energización o de inyección de corriente, C1 y C2 y otros dos para la medición de la diferencia de potencial P1 y P2.

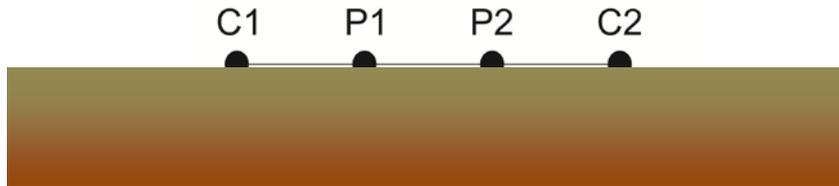


Fig. 1.2. Esquema de un arreglo de electrodos. Se inyecta corriente al terreno a través de C1 y C2 y se mide la diferencia de potencial producida entre P1 y P2.

Considerando que los electrodos resultan fuentes puntuales y que el medio resulta isótropo y homogéneo con una resistividad constante ρ , el potencial eléctrico medido en un punto P situado a distancias r_{c1} y r_{c2} de los respectivos electrodos de energización se obtiene resolviendo la ecuación de Laplace:

$$V_p = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c1}} - \frac{1}{r_{c2}} \right) \quad (1.4)$$

De esta misma manera puede calcularse el potencial para otro punto distinto y debido a que es válido el principio de superposición se obtiene la diferencia de potencial para dos electrodos situados a distancias relativas $r_{c_j}^{P_i}$ de las fuentes de corriente:

$$\Delta V = V_{p1} - V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c1}^{p1}} - \frac{1}{r_{c2}^{p1}} - \frac{1}{r_{c1}^{p2}} + \frac{1}{r_{c2}^{p2}} \right) \quad (1.5)$$

Entonces, se puede estimar la resistividad a partir de la diferencia de potencial y la intensidad de corriente, conociendo las distancias relativas entre los electrodos (factor geométrico G):

$$\rho = G \frac{\Delta V}{I} \quad (1.6)$$

$$G = 2\pi \left(\frac{1}{r_{c1}^{p1}} - \frac{1}{r_{c2}^{p1}} - \frac{1}{r_{c1}^{p2}} + \frac{1}{r_{c2}^{p2}} \right)^{-1}$$

Para el caso más general de un medio heterogéneo, la magnitud calculada mediante esta expresión se denomina resistividad “aparente”, y resulta de considerar los efectos de las heterogeneidades eléctricas del medio. Para obtener una distribución de resistividades “verdaderas” es necesario aplicar métodos de inversión.

1.4 Modelo de roca saturada. Manojó de capilares

Cuando una roca está saturada por un electrolito puede considerarse que, al menos, está compuesta de dos fases: la matriz de la roca y la red de poros donde se aloja el líquido (Orellana, 1982).

La mayoría de los minerales se comportan como materiales aislantes, entonces, es válido suponer que la matriz de una roca no contribuye significativamente a la conducción eléctrica mientras que sí lo hace el agua contenida en los poros. De este modo, la resistividad total de la roca (ρ_r) depende únicamente de la resistividad del electrolito (ρ_e) y de la geometría de los conductos (Fig. 1.3).

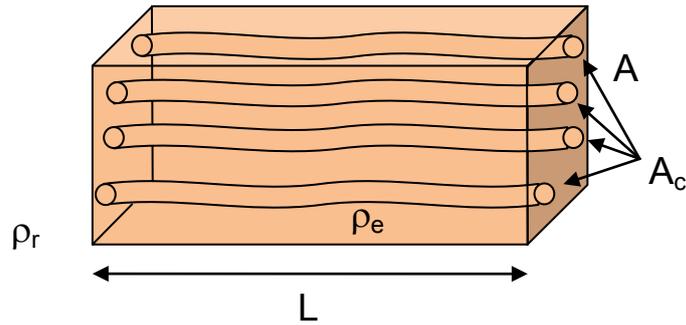


Fig. 1.3. Modelo de roca de longitud L y sección transversal A . La conducción eléctrica se produce a través de conductos que contienen electrolito de resistividad (ρ_e).

La resistencia de una muestra de roca como la de la figura 1.3, depende de la resistividad total (ρ_r), la longitud (L) y la sección transversal (Ec. 1.3). Pero si se considera que la conducción sólo se efectúa a través de los conductos llenos de un eléctrico de resistividad ρ_e , a través de una longitud y sección efectivas (L_c y A_c respectivamente) se llega a las siguientes expresiones:

$$R = \rho_r \frac{L}{A} = \rho_e \frac{L_c}{A_c} \quad (1.7)$$

$$\rho_r = \left(\frac{L_c}{L}\right) \left(\frac{A}{A_c}\right) \rho_e \quad (1.8)$$

$$\rho_r = FF \rho_e \quad (1.9)$$

Donde a FF se lo denomina como el factor de formación (Archie, 1942) que depende de parámetros puramente geométricos de una roca como es la tortuosidad (L_c/L) o el coeficiente de disminución (A/A_c).

Archie (1942) también sugirió que existía una relación potencial entre las resistividades de la roca, el fluido saturante (ρ_r y ρ_m) y la porosidad (ϕ) para medios libres de arcilla y parcialmente saturados (donde S_w es el grado de saturación) dada por:

$$\rho = a \rho_e \phi^{-m} S_w^{-n} \quad (1.10)$$

Siendo el factor a dependiente de la textura, el exponente m del grado de cementación de la roca y n el índice de saturación (Orellana, 1982). Cuando se analiza las ecuaciones que gobiernan el flujo de corriente eléctrica y de fluido en un medio conductor se observa que ambas presentan expresiones similares. Las leyes de Ohm y de Darcy (1856) constituyen una analogía matemática ampliamente aceptada (Freeze and Cherry, 1979; Fitts, 2002; Singh, 2005; Milsch, et al. 2008).

$$J = -\sigma_0 \left(\frac{dV}{dr} \right) \quad (1.11)$$

$$q = -K \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (1.12)$$

Siendo en la Ec. 1.11 q el caudal, K la conductividad hidráulica, h es la altura del nivel de agua y r la distancia considerada.

Aunque todavía no exista una ley universal y única que vincule los fenómenos eléctrico e hidráulico para rocas, es válido suponer que a mayor cantidad de poros y de mayor tamaño el flujo de corriente y fluido se verá favorecido. Es condición necesaria que estos poros se encuentren interconectados, el típico ejemplo donde esto no ocurre es con las arcillas, que pueden presentar alta porosidad y una baja capacidad de transmitir fluidos.

1.5 Antecedentes acerca de la asociación entre parámetros hidrogeológicos subterráneos y geofísicos

1.5.1 Métodos eléctricos

Investigaciones con muestras de roca en laboratorio han demostrado la relación entre la conducción hidráulica y eléctrica. Jones y Buford (1951) midieron el factor de formación y la permeabilidad intrínseca de algunas muestras de arenas gradadas y encontraron que a medida que el tamaño de grano aumentaba, el correspondiente

factor de formación y la permeabilidad intrínseca también lo hacían. A partir de sus resultados, Croft (1971) desarrolló una relación entre la permeabilidad intrínseca de un acuífero y el factor de formación para distintos rangos de porosidad utilizando mediciones de perfilaje de pozo.

En el trabajo presentado por Milsch et al (2008) se presenta una relación teórica entre la conductividad eléctrica y la permeabilidad hidráulica a partir de considerar las leyes de Ohm y de Darcy, y se analiza experimentalmente ambas propiedades mediante la aplicación directa de cada ley para tres tipos de roca: principalmente arenas cuarzosas con feldespato, arenas con fragmentos de roca volcánica y arenas con pequeñas cantidades de arcilla. Los autores señalan que ninguno de los modelos fue capaz de predecir la permeabilidad dentro de la precisión experimental. Sin embargo, aceptan que por comparación es siempre posible ajustar relaciones empíricas para proveer una descripción razonable de la dependencia entre conductividad eléctrica e hidráulica.

La conexión entre ambos fenómenos se ha estudiado a escala macroscópica en medios porosos y acuíferos de distinto origen (aluvial, glacial, glaciofluvial) con el objetivo de conseguir relaciones empíricas o semiempíricas, al principio usando simples relaciones lineales (Kelly, 1977; Heigold et al., 1979; Louis et al. 2004) y luego complejizando el planteo, sugiriendo relaciones potenciales y exponenciales (Singh, 2005; Khalil y Monteiro Santos, 2009). También se ha analizado la posible variación espacial de esta dependencia desde el punto de vista de la geoestadística (Ahmed et al. 1988).

Es posible afirmar entonces que las primeras publicaciones sobre la búsqueda de relaciones empíricas comienzan en la década del 70 y aunque Kelly (1977) señala como antecedentes las publicaciones de Croft (1971) y Pfannkuch (1969), reconoce que

existen numerosos reportes anteriores sin publicar sobre el tema. En su trabajo señala que sería esperable una correlación entre la resistencia transversal (parámetro de Dar Zarrouk) y la transmisividad debido a las dificultades en la interpretación de las curvas de campo, en especial si no se cuenta con buenos datos sobre la conductividad eléctrica del agua para calcular el factor de formación.

El análisis realizado por Heigold et al. (1979) sigue la definición propuesta por Hubbert (1940) para la conductividad hidráulica que ofrece una dependencia con la viscosidad y el peso específico del fluido. Dado que la permeabilidad hidráulica k puede interpretarse como el área poral que gobierna el flujo a través de la roca, está relacionada inherentemente a parámetros como la porosidad, el empaquetamiento, el tamaño y forma del grano. Los autores se valen de la relación propuesta por Archie (1950) para la permeabilidad y porosidad, y la porosidad y el factor de formación, para proponer la siguiente expresión potencial:

$$K = a\bar{n}^b \quad (1.13)$$

En realidad, ajustan valores del factor a y el exponente b entre la conductividad hidráulica y la resistividad.

Autores como Niwas y Singhal (1981) han investigado las relaciones analíticas entre la transmisividad y los parámetros de Dar Zarrouk definidos por Maillet (1947). Este autor demostró que es posible conocer la distribución del potencial eléctrico en superficie de un medio constituido por N capas de espesor finito h_1, h_2, \dots, h_N y resistividades constantes $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$ a través de unos parámetros, definiéndolos como resistencia eléctrica transversal (RT) y la conductancia eléctrica longitudinal (S) para cada una de las capas:

$$RT_i = \rho_i h_i \quad (1.14)$$

$$S_i = \frac{h_i}{\rho_i} \quad (1.15)$$

Estos parámetros representan de algún modo la descomposición de la circulación de corriente en la dirección vertical y horizontal. También postuló que se puede conseguir un medio equivalente (isótropo y homogéneo) con un espesor y resistividad tal que posea los mismos parámetros de Dar Zarrouk. Utilizando estas magnitudes se reduce la ambigüedad inherente a la interpretación de sondeos eléctricos verticales.

Niwas y Singhal (1981) partieron de la definición de transmisividad, como el producto de la conductividad hidráulica (K) por el espesor del acuífero:

$$T = KH \quad (1.16)$$

Combinando las ecuaciones 1.14, 1.15 y 1.16 se obtienen las siguientes relaciones lineales, que dependen de la relación σ -K:

$$T = (\sigma K)RT \quad (1.17)$$

$$T = \left(\frac{K}{\sigma}\right)S \quad (1.18)$$

Los autores analizaron los datos presentados por Kelly (1977) y concluyeron que las relaciones entre RT y T son más significativas si no existen variaciones en la calidad del agua. Además sostienen que es necesario conocer K al menos en un lugar para ajustar el factor de proporción y evaluar la verdadera naturaleza del fenómeno. Aunque en general este factor debería mantenerse constante para toda el área de interés sería más apropiado ajustarlo con varios puntos de control.

La relación entre RT y T también fue señalada y estudiada por Frohlich y Kelly (1985) en un zona de depósitos glaciales. El ajuste propuesto y los resultados obtenidos

permitieron sugerir la utilización de la técnica para localizar zonas de mayor transmisividad en sistemas acuíferos complejos, como los glaciales, debido a que estos ambientes geológicos presentan grandes variaciones en su estructura en la dirección vertical así como en la lateral, cambiando drásticamente su granulometría.

Cuando se considera que la conductividad hidráulica depende primeramente de la porosidad efectiva se puede esperar una correlación inversa entre el factor de formación y K. Si en cambio las variaciones en la resistividad están controladas por el porcentaje de arcilla, la resistividad se correlacionará de manera directa con K. Por lo que ambas relaciones, directa e inversa, son posibles. (Mazac et al. 1985)

Respecto a la correlación entre resistividades y parámetros hidráulicos, se han desarrollado trabajos que vinculan las resistividades medidas mediante sondeos eléctricos verticales (SEV) o perfilaje de pozos con los parámetros hidráulicos obtenidos a partir del análisis de bombeo. Algunos de manera indirecta; por ejemplo, Worthington (1975) mostró una relación inversa entre el factor de formación y la permeabilidad intergranular. Kelly (1977) y Kosinski y Kelly (1981) correlacionaron resistividades y conductividades hidráulicas obtenidas por bombeo en Rhode Island, EE.UU.

Yadav y Abolfazli (1998) realizaron 12 SEV en las inmediaciones de pozos con descripción geológica y ensayos de bombeo en un acuífero conformado principalmente por arenas fluviales apoyadas sobre granito compacto. Los autores proponen un ajuste lineal entre una resistividad normalizada y la conductividad hidráulica. El estudio fue exitoso en la localización de zonas de baja calidad de agua debido a su baja resistividad y sostienen que los estudios eléctricos nunca reemplazarán a las perforaciones, incluso en condiciones favorables. Sin embargo, en muchos casos pueden reducir la cantidad de ensayos de bombeo ya que pueden ayudar a ubicar apropiadamente las perforaciones.

Purvance y Andricevic (2000) presentan un análisis abordando los conceptos físicos del problema y muestran como las conductividades del modelo de Bernabe y Revil (1995) a escala microscópica (espacio poral) están correlacionadas. Este modelo contempla que la conducción eléctrica en una roca, consta de una parte que fluye en el espacio volumétrico del poro y otra por en la superficie poral. Los autores sugieren la existencia de una relación log-log lineal, positiva cuando la conducción eléctrica se debe principalmente a la presencia de electrolito en la roca y negativa para acuíferos arcillosos, donde la conducción se da en la superficie poral, pero la presencia de arcilla disminuye la conductividad hidráulica. Además, siguiendo a Wong et al. (1984) concluyen que la porosidad es la propiedad macroscópica que genera correlaciones positivas entre las conductividades. Consiguiendo, a través de una ley potencial tipo Kozeny (1927) para la parte hidráulica y la ley de Archie para la eléctrica, una relación es del tipo: $K=ao^b$.

Estos conceptos son desarrollados a escalas de laboratorio por lo que hay dos importantes suposiciones que no se cumplen en la escala de trabajo de campo. La primera es que consideran que ambas conductividades son paralelas, cuando en realidad los ensayos de bombeo miden la componente longitudinal de K y los estudios eléctricos la componente transversal. Y la segunda es que el tamaño de la muestra es el mismo, requiriendo que el espesor ensayado con un pozo sea el mismo que el explorado con técnicas geoelectricas. Sin embargo, sería válida la determinación y ajuste de la relación propuesta, aunque no tuviera soporte teórico o un significado físico.

Dhakate y Singh (2005) estiman K a partir del factor de formación ajustando una ley potencial, en 5 pozos donde se efectuaron ensayos de bombeo convencionales y mediciones SEV. Luego, mediante relaciones lineales entre K y FF; K y ρ y T y RT

consiguen buenas estimaciones a partir de los datos obtenidos de la interpretación de los SEV. El acuífero está constituido por mantos meteorizados de limolita y laterita, ultramáficos y ortopiroxinita en una zona minera de cromo, por lo que el estudio del funcionamiento hidrogeológico es de vital importancia para monitorear y predecir la pérdida de cromo y su posible desplazamiento. El amplio rango de variación de los valores de K y T obtenidos es atribuido a los diferentes grados de meteorización de las formaciones basálticas estudiadas.

Los autores afirman que es posible realizar estimaciones cuantitativas a partir de la información obtenida con los SEV reduciendo el número de ensayos de bombeo y ofreciendo una aproximación alternativa a la estimación de propiedades hidráulicas.

Pantelis et al. (2007) estudiaron la transmisividad en la cuenca Keritis en Creta, Grecia, y su relación con la resistividad obtenida a partir de SEV. Las formaciones geológicas presentes se clasifican según su permeabilidad: alta (acuífero kárstico), media (conglomerados) y baja (filitas y cuarcitas).

Suponiendo que este acuífero es un medio libre de arcillas resulta válida la definición del factor de formación, pero si hubiera arcilla presente este valor resultaría una magnitud aparente. La expresión recíproca del FF_a según Worthington (1993) es:

$$\frac{1}{FF_a} = \frac{1}{FF_j} + \left(\frac{BQ_v}{FF_i} \right) \rho_w \quad (1.19)$$

Depende del factor de formación intrínseco (FF_i , teniendo en cuenta las arcillas) y factores relacionados con la conducción superficial (BQ_v). Mediante la ecuación anterior determinaron FF_i y luego la porosidad con la ley de Archie, para arenas libres de arcillas y totalmente saturadas:

$$\rho = \rho_w \varphi^{-m} \quad (1.20)$$

asumiendo valores adecuados para el factor de cementación m . Luego obtuvieron una estimación de K utilizando la ecuación Kozeny-Carman-Bear derivada por Domenico y Schwartz (1990), que tiene en cuenta el tamaño de grano (d), la densidad del fluido (δ_w) y la viscosidad dinámica (μ):

$$K = \left(9.8 \frac{\delta_w}{\mu}\right) \frac{d^2}{180} \left[\frac{\varphi^3}{1 - \varphi^2} \right] \quad (1.21)$$

El rango de valores de los parámetros hidráulicos está de acuerdo con los valores conocidos y observados para el área de estudio, sin embargo esta metodología depende fuertemente del grado de precisión que se tiene al estimar la porosidad y el tamaño de grano.

Niwas et. al (2011) aplican nuevamente la relación entre los parámetros de Dar Zarrouk y T , partiendo del supuesto de que se conoce el valor de K al menos en un lugar del área de interés.

En el caso de tener un acuífero cuyo basamento es conductivo el parámetro RT es el dominante, y es válido utilizar la ecuación 1.17. Si en cambio el basamento fuera resistivo el parámetro dominante sería S y debería ajustarse la relación en 1.18. Si no se cuenta con esta información puede estimarse un valor de K utilizando la ecuación 1.21, a partir de asumir valores para la porosidad y el tamaño poral.

El estudio fue realizado en Krauthausen, Alemania, ya que el sistema hidrogeológico se conoce con mucha precisión y se han efectuado numerosos estudios en el lugar. El acuífero es un sistema multicapa con una profundidad variable de 2 a 11 m y está compuesto por gravas y arenas con un contenido de arcilla de 0.5-7.5%. La base está constituida por finas capas de arcilla. Los autores sostienen que la metodología y la

técnica son aplicables ya que las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas por el método eléctrico son próximas a las medidas en ensayos de pozo.

1.5.2 Integración de métodos complementarios

El método de polarización inducida (PI) permite medir la capacidad de almacenar carga de las rocas además de su conducción. El efecto fue observado en mediciones de campo Conrad Schlumberger en el año 1913 y ha sido aplicado ampliamente en el campo de la exploración minera. Sin embargo, en los últimos años con el desarrollo de nuevo instrumental su aplicación se ha extendido al campo de la hidrogeología y al estudio de problemas ambientales (Sharma, 1997).

Este fenómeno de acumulación reversible de cargas en el subsuelo puede estudiarse en el espacio del tiempo, midiendo el decaimiento del voltaje transitorio luego de interrumpida la energización, o también en el dominio de la frecuencia, determinando la impedancia y la fase.

Suponiendo que se inyecta corriente continua por un período suficientemente largo de tiempo (hasta alcanzar el equilibrio) es posible medir cómo decae el voltaje medido en los electrodos de recepción de manera exponencial cuando se interrumpe la energización. La cargabilidad teórica es el cociente entre el voltaje primario (V_0) y el secundario medido (V_1), es decir $m=V_1/V_0$. Esta magnitud es imposible de medir por lo que cada instrumento y fabricante tienen diferentes maneras de determinar la cargabilidad.

Los equipos que trabajan en el dominio de las frecuencias (siempre menores a 100 Hz) determinan la conductividad como una variable compleja a través de la energización

con corriente alterna. La magnitud medida entonces es una impedancia y una fase (Sharma, 1997) se calcula:

$$\sigma^* = |\sigma| \exp(i\varphi) = \sigma' + i\sigma'' \quad (1.22)$$

$$\tan \varphi = \frac{\sigma''}{\sigma'} \quad (1.23)$$

Donde σ^* es la conductividad compleja donde la parte real o en fase (σ') responde a fenómenos de conducción, mientras que la parte imaginaria de la conductividad (σ'') depende de la acumulación de cargas. Por esta razón la fase es una medida de la polarización relativa a la conducción (Revil et. al, 2012).

De Lima y Niwas (2000) afirman que es necesario complementar los estudios de resistividad con determinaciones de PI. Según ellos no existe una única relación entre la resistividad obtenida con corriente continua y la conductividad hidráulica. La razón es que estos parámetros dependen tanto de la porosidad como de la geometría del espacio poral, los cuales no pueden ser unívocamente determinados por medidas de resistividad sin realizar algunas suposiciones.

Estos autores proponen estimar la permeabilidad hidráulica a partir parámetros petrológicos partiendo de la ecuación de Kozeny-Carman para acuíferos areno arcillosos:

$$K = \alpha_0 \left[\frac{\varphi_e^{m-1+\frac{1}{q}}}{1 + \delta_c \sigma_{cs}} \right]^q \quad (1.24)$$

donde los parámetros q , α_0 , δ_c y m se obtuvieron ajustando la ecuación a datos de K . Usando medidas de resistividad y PI se obtuvo la conductividad de la formación areno arcillosa (σ_{cs}) y calcularon valores de conductividad hidráulica que están de acuerdo con los valores observados. Según estos autores la aplicación de mediciones PI junto con la

resistividad permite obtener un mejor conocimiento de la matriz de la roca y del contenido de arcilla presente.

En la planicie aluvial de Ganga-Yamuna compuesta por depósitos sin consolidar a poco consolidados de arena, arcilla y kankar, Sinha et al. (2009) analizaron los ensayos de bombeo de 23 pozos y se efectuaron 46 SEV y 11 sondeos de PI para ajustar los parámetros (A, B, m y λ), de las siguientes relaciones potenciales empíricas entre K y FF para acuíferos isotrópicos y anisotrópicos.

$$K = AFF^m \quad (1.25)$$

$$K = AB^n \rho_t^m \rho_t^\lambda \quad (1.26)$$

Es necesario calcular también las resistividades transversal (ρ_t) y longitudinal (ρ_l) medias de todo el acuífero. La ecuación (1.26), resulta una modificación de la propuesta por Kelly y Reiter (1984), donde no se tiene en cuenta ρ_l ni λ , que depende del porcentaje de arcilla disperso. El factor B tiene en cuenta la anisotropía hidráulica y n depende también de la anisotropía.

Los autores afirman que en formaciones aluviales si se asume resistividad del agua constante, la resistividad total está controlada por el tamaño de grano que también controla la porosidad. Es así que en suelo fino arcilloso, la resistividad es baja debido al intercambio iónico propio de las arcillas, también la matriz arcillosa tiene baja permeabilidad. Por el contrario si se tienen arenas y gravas, estas ofrecerán gran resistencia al paso de la corriente y presentan además alta permeabilidad.

Hördt et al. (2007) realizaron en el mismo sitio de pruebas de Krauthausen, Alemania, un serie de perfiles 2D en los cuales se midió, además de resistividad con corriente alterna, polarización inducida con la finalidad de obtener información respecto al espacio poral. En este trabajo sostienen que los métodos eléctricos en corriente

continua son viables cuando se cuenta con información a priori pero en general no existe una única relación entre los parámetros eléctricos y los hidráulicos. También concluyen que este tipo de estudios son importantes para conocer las posibles limitaciones de la técnica y sus dificultades prácticas.

Turesson (2006) compara y evalúa las variaciones en el grado de saturación (o porosidad en la roca saturada) en sedimentos de una morrena terminal con dos métodos geofísicos independientes. Se midió un perfil con GPR y tomografía eléctrica sobre un viejo canal donde arenas glaciofluviales fueron depositadas nuevamente, las mismas presentan un espesor de 14m. Para estimar el contenido de agua a partir de la resistividad eléctrica medida con corriente continua, se utilizó la ley de Archie para medios parcial y totalmente saturados. Los resultados obtenidos con ambas técnicas mostraron tendencias similares aunque los valores absolutos fueran disímiles.

Los parámetros de estas ecuaciones fueron ajustados con datos reales y luego se aplicaron estas ecuaciones empíricas a la sección de resistividades “verdaderas”. Aunque los resultados con ambas técnicas muestran tendencias similares en el grado de saturación, los valores absolutos estimados difieren levemente. La combinación de dos métodos independientes refuerza los resultados obtenidos.

1.5.3 Geoestadística

Otro enfoque al problema de obtener estimaciones de parámetros hidráulicos surge desde la aplicación de conceptos de geoestadística. Ahmed et al. (1988) utilizan el método de cokriging para estimar la transmisividad basados no sólo en determinaciones en pozo sino también en mediciones de capacidad específica y resistencia eléctrica transversal, aceptando que las leyes físicas que gobiernan el fenómeno eléctrico e

hidráulico son diferentes pero tienen una obvia analogía matemática. El acuífero semiconfinado estudiado está formado por depósitos aluviales superpuestos a arcillas, arenas y areniscas. Los autores analizan los resultados de la estimación mediante la combinación de las magnitudes mencionadas y concluyen que la estimación mejora con el número de propiedades incorporadas. Las ventajas inherentes de esta metodología es que proveen una solución “exacta” en el lugar de medición respecto a la de los métodos de ajuste de curvas de regresión, también permite la estimación de una magnitud en un lugar sin muestreo de las otras variables y tiene en cuenta la correlación espacial de todos los datos.

Kupfersberger y Blöschl (1995) analizaron la incorporación de información auxiliar en la determinación del campo de transmisividades para dos modelos de acuíferos. El primero con una zona preferencial de flujo con mayor transmisividad y otro de mismas características pero con una distribución aleatoria del campo de transmisividades. Se utilizaron determinaciones de la resistencia eléctrica transversal y la capacidad específica, las cuales son significativamente menos costosas que los ensayos de bombeo de larga duración y son capaces de identificar patrones preferenciales de flujo, como canales y paleocauces. Utilizando el método de cokriging concluyen que las mediciones auxiliares, aunque teóricamente sin correlación con T, mejoran la tendencia y la dispersión de los resultados en el primer caso de manera significativa y un poco menos en el segundo. Por lo tanto, recomiendan el análisis conjunto de información en los casos en los que se pueda esperar una canalización preferencial de flujo.

Posteriormente, Pantelis et al. (2007) confeccionaron mapas interpolando los parámetros hidráulicos estimados utilizando técnicas geoestadísticas y determinísticas,

con la finalidad de proveer parámetros de entrada para estudios hidrogeológicos, por ejemplo, de dispersión de contaminantes.

1.5.4 Método de marea inducida

Este método se utiliza para determinar propiedades hidráulicas de acuíferos costeros, a partir de analizar los efectos de la marea oceánica (o de río) en pozos próximos a la costa (Guarracino et. al, 2012). Las fluctuaciones periódicas de la marea producen variaciones en los niveles de agua subterránea en pozos, con diferencias en la amplitud y la fase de la señal. Mediante la aplicación de modelos matemáticos es posible predecir los cambios de amplitud y fase observados y derivar la conductividad hidráulica del acuífero. La utilización de estos modelos permite además contemplar variaciones de esta propiedad en relación con la distancia de a la costa (Monachesi, 2013), siendo posible considerar modelos más reales.

1.5.5 Discusión

Mediante la aplicación de los métodos geofísicos a los estudios hidrogeológicos se han podido establecer leyes empíricas, que, aunque no aportan un entendimiento físico del problema son necesarias para conocer en detalle la dependencia entre la conductividad hidráulica y la eléctrica. Las leyes mencionadas sólo tienen validez en el lugar de estudio ya que reflejan las condiciones y características del acuífero de interés.

Además es importante hacer una evaluación hidroquímica del acuífero, principalmente conocer la conductividad eléctrica del agua subterránea debido a que en medios libres de arcilla pero con variaciones en la conductividad eléctrica del agua utilizando un valor medio para el cálculo del factor de formación, las variaciones en la resistividad sólo estarán asociadas a las características porales de la roca; enmascarando la verdadera naturaleza de este cambio.

La presencia de arcillas resulta otro factor a tener en cuenta en este tipo de estudios. Esta disminuye la capacidad hidráulica de una formación y aumenta la conductividad eléctrica de una roca, la problemática de la cuantificación o la influencia del contenido de arcilla han llevado a complementar las mediciones de resistividad con estudios de polarización inducida hasta establecer leyes empíricas entre el contenido de arcilla y K (Sallam, 2006). Los registros de radiación gamma natural se muestran como los más efectivos en la estimación del contenido de arcilla en un sistema acuífero.

Cuando no se cuenta con información de conductividad hidráulica del lugar de estudio se pueden hacer estimaciones utilizando la ecuación de Kozeny-Carman (1.22), sin embargo los resultados están sujetos a la precisión en la determinación de la porosidad y el tamaño de grano. También la medición de cargabilidad con PI permite hacer suposiciones respecto al espacio poral, aunque el efecto asociado a las arcillas sea en general pequeño y por ende difícil de medir.

En algunos casos se obtienen muy buenos resultados a partir de ajustar relaciones empíricas que vinculan K , T , conductividad eléctrica del agua y de la roca en un sector de la zona de interés y se extrapolan a otros sitios, mediante el estudio de la resistividad eléctrica. Las más utilizadas tienen las siguientes expresiones:

$$K = aFF^b \quad (1.27)$$

$$T = aRT^b \quad (1.28)$$

$$T = ae^{b*RT} \quad (1.29)$$

Hay que señalar que el cálculo del factor de formación necesita de un adecuado conocimiento de la distribución de la conductividad eléctrica del agua contenida además de una adecuada determinación de la resistividad de la roca, por lo que las expresiones

que utilizan los parámetros de Dar Zarrouk se muestran como las más efectivas para ser utilizadas cuando la resistividad se mide con el método SEV.

Por otro lado los análisis geoestadísticos de las magnitudes hidráulicas y eléctricas permiten hacer una estimación de los parámetros hidrogeológicos sin la necesidad de efectuar mediciones en el punto deseado. El método de cokriging se presenta como el más adecuado para realizar la integración de propiedades cuya relación física no es evidente. La principal desventaja de estos métodos es que para obtener estimaciones confiables y con una distribución espacial adecuada, se necesita un gran número de datos.

2- Objetivos e hipótesis

Los antecedentes analizados muestran que es posible desarrollar metodologías que posibiliten estimar parámetros hidrogeológicos a partir de un análisis integrado de datos geofísicos e hidrológicos subterráneos.

La estimación de parámetros hidráulicos a través de estudios de resistividad eléctrica en 2D a través de las tomografías eléctricas surge como una aplicación innovadora para el método y no se han encontrado trabajos antecedentes al respecto.

Por estas razones el objetivo general es proporcionar estimaciones cuantitativas de los parámetros hidrogeológicos a partir de mediciones geoeléctricas en superficie y en pozo.

Para llevar adelante este objetivo general se proponen las siguientes actividades que posibilitarán la definición de las características geohidrológicas y geoeléctricas de los casos de estudio donde se desarrollarán las tareas. Las mismos se enumeran a continuación:

- Seleccionar áreas de estudio

Considerando distintos ambientes y condiciones geológicas se busca abordar el problema en forma general. Las experiencias se efectuaron en ámbitos de la llanura de la Provincia de Buenos Aires, incluyéndose el Noreste (Partido de La Plata) y la región costera oriental (Partidos de la Costa y Pinamar), donde la problemática está vinculada a las limitadas reservas subterráneas, fuerte explotación y contaminación natural y antrópica

- Reconocer los rasgos hidrogeológicos relevantes en las áreas de estudio mencionadas.

Se recopiló información antecedente y se efectuó un análisis geológico-geomorfológico regional del área mencionada y luego se individualizaron las características hidrogeológicas de cada ambiente bajo estudio.

- Deducir el modelo geofísico que refleja las condiciones de las aguas subterráneas.

Se efectuaron mediciones de sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas, además de registros geofísicos en perforaciones (resistividad y gamma natural) para caracterizar las propiedades y comportamiento del medio.

- Analizar la relación entre características geofísicas, parámetros hidrogeológicos y condiciones de flujo de aguas subterráneas.

Con la integración de la información de ensayos de bombeo y perfilajes geofísicos se analizaron y ajustaron relaciones empíricas de conversión entre parámetros eléctricos e hidráulicos. Posteriormente se comprobó la aplicabilidad de estas relaciones para ser utilizadas con datos de sondeos eléctricos verticales y tomografías eléctricas.

- Evaluar la relación entre el modelo geofísico y las particularidades hidroquímicas del agua subterránea.

Se utilizaron los modelos geofísicos para determinar posibles variaciones en las propiedades químicas del agua. En particular el contenido de sólidos disueltos está asociado a la salinidad del agua subterránea y a su conductividad eléctrica.

3- Descripción del área de estudio

Las secciones que se presentan a continuación son un resumen de las principales características geológicas de la zona de estudio. En primer lugar se hace una descripción del marco geológico regional, con énfasis en los rasgos geomorfológicos distintivos. Posteriormente, para cada área de estudio, La Plata, partido de la Costa y Pinamar, se hace una síntesis de las características más significativas de los sedimentos presentes y los modelos hidrogeológicos propuestos hasta el momento en la bibliografía.

3.1 Marco geológico regional

3.1.1 Llanura Oriental

En la República Argentina, se extiende una gran llanura que se desarrolla aproximadamente desde el límite con Paraguay y Brasil en el norte (22°S) hasta el Río Colorado en el sur (38°S), y entre los meridianos de 64° y 60° longitud Oeste (Fig. 3.1).

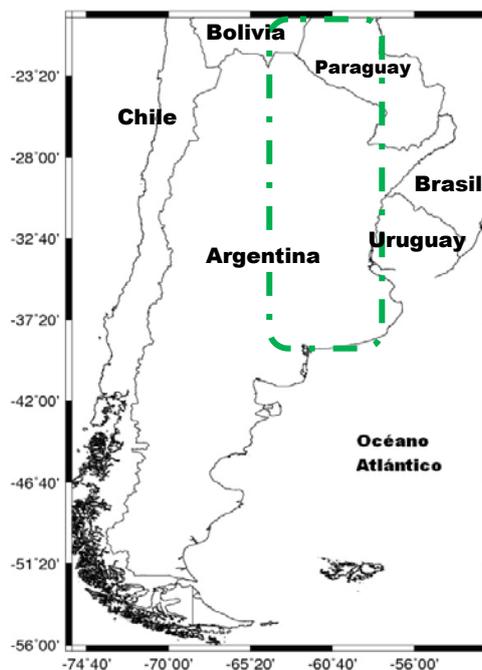


Fig. 3.1. Ubicación de la Llanura Oriental en Argentina.

Esta llanura baja, cuyas alturas máximas no superan los 200m sobre el nivel del mar, tiene un área aproximada de 1.000.000 de km² en el territorio nacional, y está cubierta casi por completo por una capa de sedimentos con componentes volcánicos, conocido como loess.

A pesar de estar cubierta por esta extensa capa de sedimentos actuales y a que no han actuado procesos tectónicos recientes que pusieran de manifiesto afloramientos de las principales secuencias de la región, se han reconocido varias cuencas sedimentarias con diferentes edades y orígenes geológicos, identificadas a través de métodos geofísicos y el análisis de numerosas perforaciones. El sustrato o basamento cristalino está compuesto por rocas precámbricas que afloran en la isla Martín García y las sierras de Tandilia y Ventania.

La Llanura Oriental, también conocida como Llanura Chacopampeana, se corresponde con una unidad geomorfológica mayor que pasa gradualmente, con límites imprecisos, a las unidades vecinas, y resulta difícil delimitar con precisión (Ramos, 1999).

Esta llanura, habría formado parte de un gran antepaís, con aporte de sedimentos provenientes del levantamiento andino en el Mioceno y que hoy constituye el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia el Océano Atlántico. Aunque actualmente parecería tener una dinámica cortical con tendencia negativa a neutra, producto de una transición entre la subsidencia mesozoica y la progresiva inversión andina. En el pasado, han dominado los episodios de subsidencia desde por lo menos el Paleozoico inferior, con leves y localizados levantamientos tectónicos, que dieron origen a una columna estratigráfica bastante completa para un área de supuestamente poca movilidad, y algunas discordancias angulares notables (Ramos, 1999).

3.1.2 Cuenca del Salado

En el territorio ocupado por la provincia de Buenos Aires se desarrollan cuencas sedimentarias de gran extensión que se extienden hacia la plataforma continental argentina. Una de las cuencas más importantes de esta comarca, tanto en extensión como en el espesor sedimentario, es la cuenca del Salado. Esta cuenca marginal intersecta transversalmente el borde continental atlántico en la provincia de Buenos Aires y tiene un origen vinculado a procesos de fracturación extensional (Ramos, 1999).

Actualmente, la cuenca del Salado está delimitada al Norte por el alto de Martín García y al Sur por el alto de Tandil (Fig. 3.2), está siendo colmatada desde el Cenozoico por una serie de secuencias continentales y marinas, de disposición transgresiva-regresiva que alcanzan los 6000m de espesor.

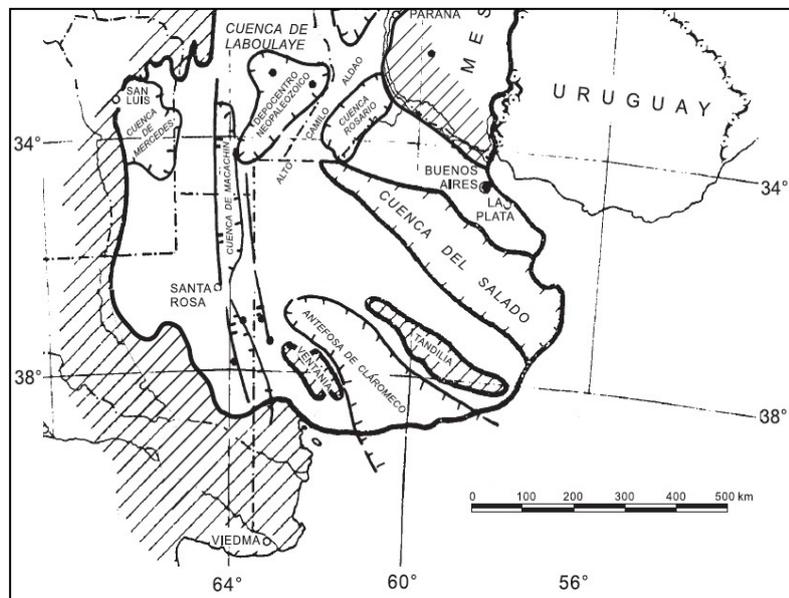


Fig. 3.2. Ubicación de la Cuenca del Salado (tomado de Ramos, 1999)

La cuenca del Salado presenta un relieve relativamente llano, con expresiones positivas de 5 a 10m de altura y la zona topográfica más baja la constituye el río Salado, cuyo curso se localiza en el eje de la cuenca y es el colector principal de numerosos

tributarios. En general estos cursos presentan valles muy amplios y divisorias poco evidentes debido al escaso relieve. En las últimas décadas el sistema de drenaje fue modificado significativamente por la construcción de carreteras y canales artificiales, que generan anegamientos en épocas de lluvias excepcionales. (Zárate y Rabassa, 2005)

3.2 Descripción hidrogeológica

La región Noreste de la provincia de Buenos Aires integra el sector austral de la gran Llanura Oriental, y se encuentra en el extremo norte de la cuenca del Salado, en lo que se denomina el alto de Martín García (Fig. 3.3).

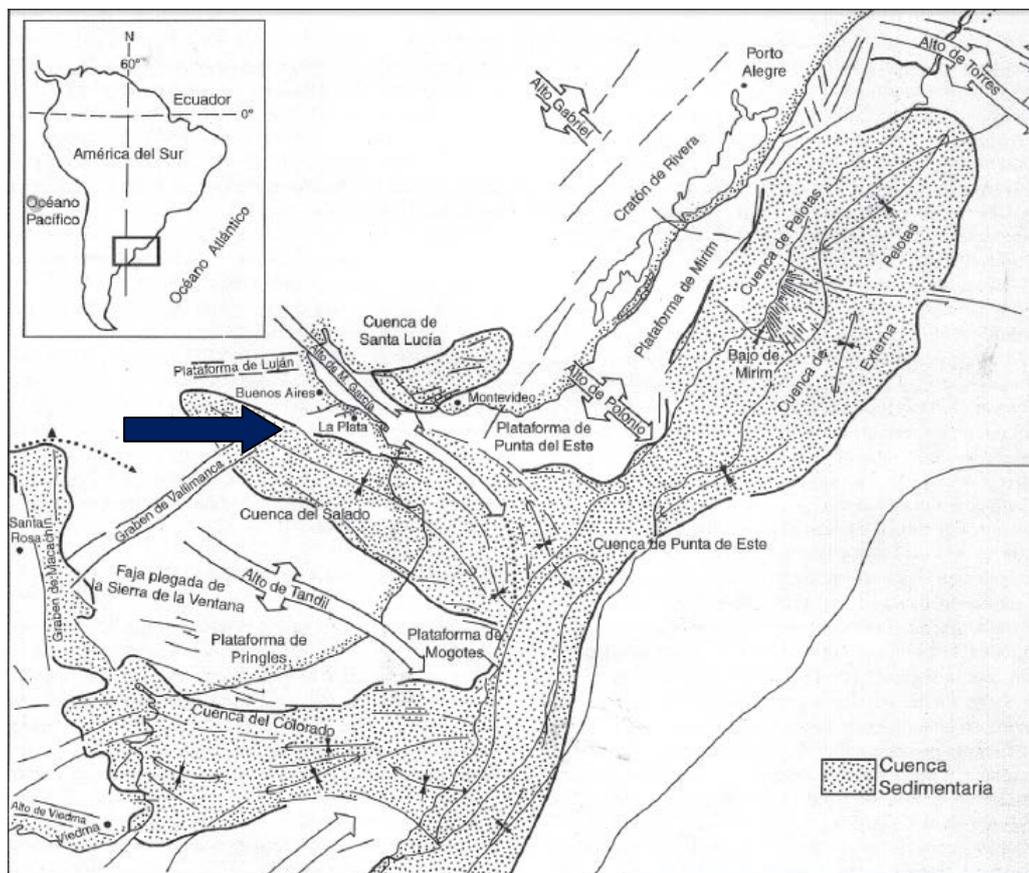


Fig. 3.3 Ubicación de la zona de estudio en relación con la cuenca del Salado (tomada de Yrigoyen, 1999).

La pendiente dominante en este sector es hacia el NE con cotas máximas de 30m que definen el límite SO y mínimas de 0m en la ribera del Río de La Plata, y un gradiente topográfico medio es de 1m/km. Dentro de la región llana mencionada, se pueden distinguir dos componentes morfológicos principales (Auge, 2005): **Planicie costera** y **Llanura alta**, y otro que ensambla a los anteriores: **Escalón** (Fig.3.4).

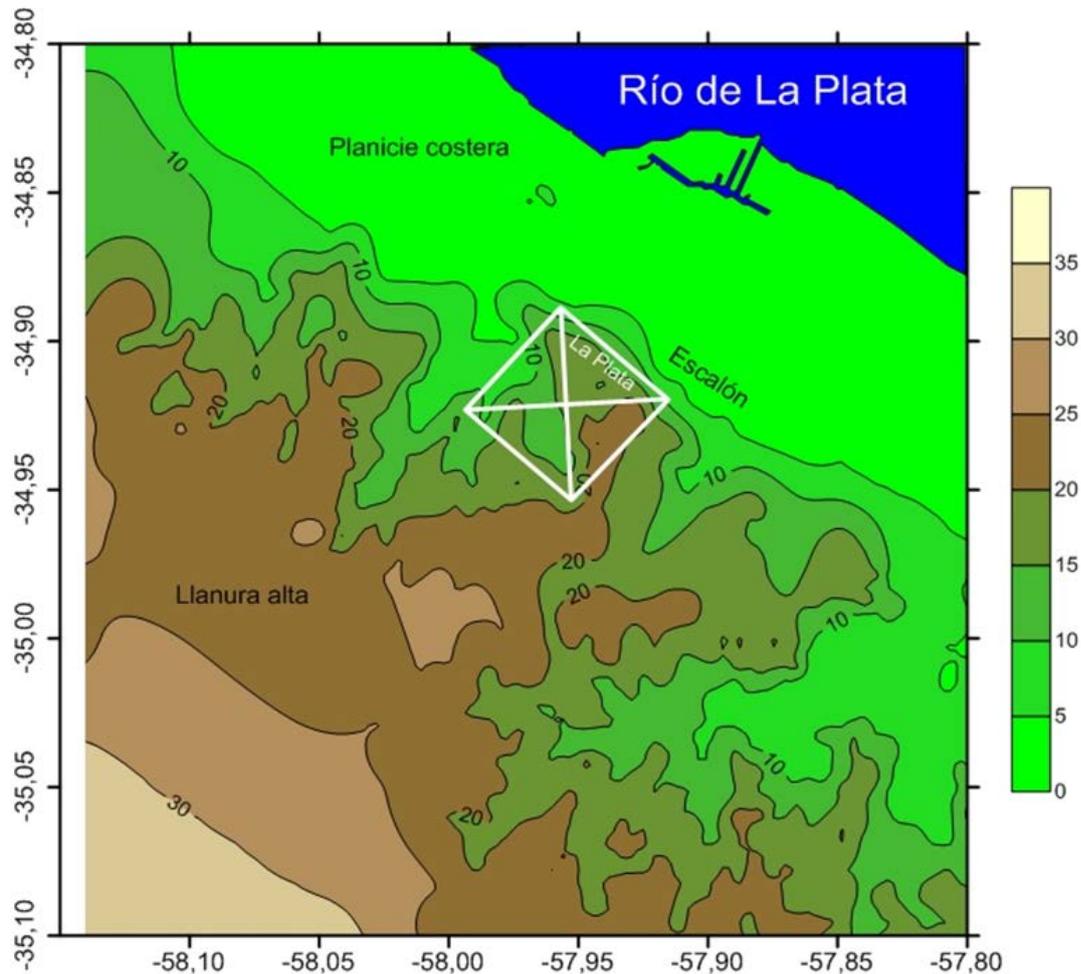


Fig.

3.4 A partir de las cotas sobre el nivel medio del mar en la zona de estudio, es posible distinguir los rasgos morfológicos: Planicie costera, Escalón y Llanura alta en la zona del Partido de La Plata.

Entre las cotas de 0 a 5m se extiende una faja plana paralela a la costa del Río de La Plata denominada Planicie costera. Debido al escaso relieve el flujo superficial de agua es limitado, y se genera un ambiente pobremente drenado, con características cenagosas (agua subterránea a poca profundidad) que funciona como el principal

ámbito de descarga subterránea natural de la región. Otra característica distintiva de la Planicie Costera, es que el agua subterránea asociada, generalmente presenta elevada salinidad en el acuífero Pampeano, condición que se acentúa en el Acuífero Puelche.

En la Planicie costera dominan superficialmente los depósitos pelíticos de origen marino y edad holocena de baja permeabilidad, denominados Sedimentos Postpampeanos. Localmente pueden estar cubiertos cordones costeros conformados por sedimentos arenosos y conchiles, que constituyen la única fuente de provisión de agua de baja salinidad, debido a que favorecen la infiltración del agua de lluvia por su alta porosidad y permeabilidad.

De forma rectangular y dispuesta en forma paralela a la Planicie costera, se desarrolla una zona más elevada topográficamente denominada Llanura alta. Esta zona presenta una pendiente hacia el NE con suaves ondulaciones productos de la erosión fluvial. Por debajo del suelo, se disponen los Sedimentos Pampeanos, que en la Llanura alta contienen agua subterránea de bajo contenido salino (menos de 1g/L), al igual que acuífero Puelche.

El Escalón conforma el ámbito de transición entre la Llanura alta y la Planicie costera y se desarrolla entre las isohipsas de 5 y 10m. Presenta un ancho variable entre 300 y 500m y una forma irregular, modelada por la erosión fluvial de los Sedimentos Pampeanos. El Escalón es una forma erosiva que representa la antigua línea de ribera de la ingresión del mar Querandino.

A continuación se enumeran características de la composición y comportamiento hidrogeológicos de los sedimentos y principales formaciones presentes en la región Noreste de la provincia de Buenos Aires (González, 2005; Auge, 2005).

Sedimentos Postpampeanos (Pleistoceno superior - Holoceno)

Están conformados por arcillas y limos arcillosos y arenosos de origen marino, fluvial y lacustre, que son acumulados en zonas topográficamente bajas. Presentan espesores de unos pocos centímetros en la Llanura Alta y hasta 25m en la Planicie Costera. El agua subterránea alojada presenta elevadas salinidades (>15 g/L) que llega a afectar las unidades más profundas.

Sedimentos Pampeanos (Pleistoceno medio-superior)

Son sedimentos limo-arenosos de origen eólico (loess) y fluvial, con abundante plagioclasa, vidrio volcánico e intercalaciones de carbonato de calcio (tosca). Presentan un espesor máximo de 50m, controlado por la altura del techo de las Arenas Puelches. Este grupo de sedimentos puede considerarse como un acuífero de mediana productividad (pozo con caudales de 30 m³/h) en la parte superior y hacia su base puede aumentar el contenido arcilloso. Los sedimentos Pampeanos presentan un espesor del orden de 50 m y una transmisividad media de 200 m²/día, aproximadamente (Auge, 2005).

Arenas Puelches (Plio-Pleistoceno)

Esta secuencia está conformada por una sucesión de arenas cuarzosas, de grano medio a fino, con coloración amarillenta y blanquecina. Son de origen fluvial y se apoyan en discordancia erosiva a las arcillas de la Fm. Paraná. En el sector NE de la provincia de

Buenos Aires, presentan un espesor variable de 20 a 30m a una profundidad variable entre 20 y 50m, constituyendo el acuífero más importante de la región (Fig. 3.5).

Este acuífero presenta una transmisividad media de 500 m²/d, con un valor de conductividad hidráulica de 25 m/día y un espesor medio de 20m (Auge, 1991).

Formación Paraná (Mioceno superior)

Son sedimentos depositados durante la transgresión marina Paranaense, compuestos en la parte superior por arcilitas verde azuladas y con mayor presencia arenosa y calcárea en profundidad, también de tonalidades verdes. Esta formación presenta un espesor total de 200m en la región Noreste, con comportamiento acuicludo en la parte superior y niveles acuíferos de elevada salinidad en la parte inferior.

Formación Olivos (Oligoceno-Mioceno inferior)

Subyace en discordancia erosiva a la Fm. Paraná una serie de sedimentos de origen continental de color pardo rojizos. En su sección superior están compuestos por arcillas muy plástica yesíferas de aproximadamente 150m de espesor, y en la inferior por conglomerado cuarzoso de 50m de potencia, en la sección estudiada. Al igual que la Fm. Paraná se comporta como acuicludo en la porción superior y como acuífero con agua de elevada salinidad en la inferior.

Basamento Cristalino (Precámbrico)

Son rocas de tipo gneis granítico que en la perforación Plaza de Armas (ciudad de La Plata) se encontró a los 486m de profundidad. Constituye el basamento hidrológico, debido a que carecen de porosidad primaria, aunque podría encontrarse agua alojada en zonas de fisuras.

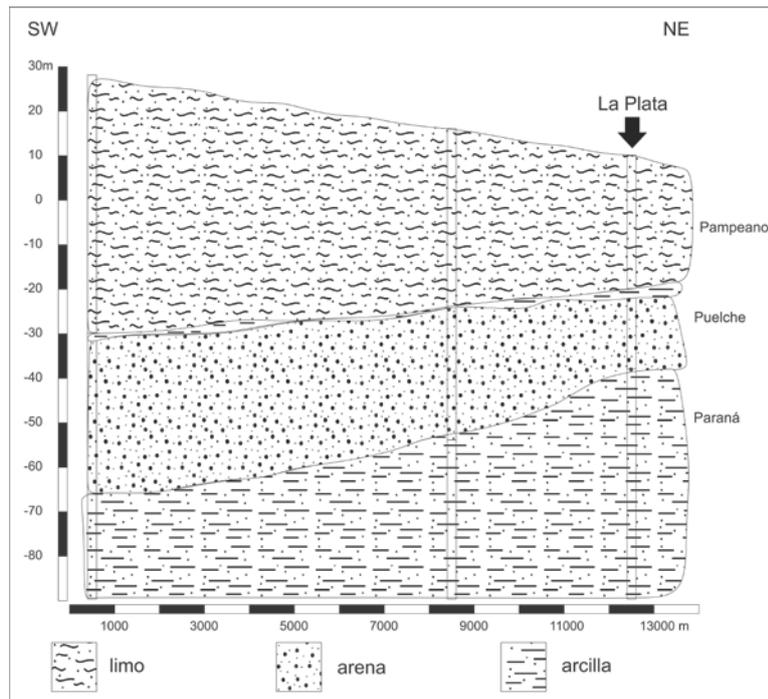


Fig. 3.5 Perfil hidrogeológico de la zona de estudio con las principales unidades sedimentarias.

3.3 Geomorfología e hidrogeología de la región costera Atlántica

Esta región está emplazada en el margen sur de la Cuenca del Salado, siendo el nexo entre la secuencia continental interior y la marina de la Plataforma. La evolución en la región costera durante el Pleistoceno-Holoceno estuvo vinculada a la alternancia de períodos glaciales e interglaciares donde se produjeron las regresiones-transgresiones que modelaron el sustrato por erosión y superpuso nuevos sedimentos litorales. El estado evolutivo actual es el de una costa de barreras transgresivas por ascenso del nivel del mar durante la desglaciación interrumpida por un proceso regresivo durante el último interglaciario (Violante et al., 2001)

Está integrada por médanos fijos y vivos de escasa elevación, constituidos por arenas amarillentas de distintas granulometrías, con lentes arcillosas, que se apoyan sobre limos arenosos (Sedimentos Pampeanos).

Las arenas de estos médanos poseen alta permeabilidad, y producen una rápida infiltración del agua de lluvia, constituyendo acuíferos de baja salinidad. Este sistema está limitado por dos interfases agua dulce-agua salobre, una hacia el continente y otra hacia el mar.

Desde un punto de vista hidrogeológico en el área es posible diferenciar dos unidades morfológicas: **Cordón Costero** y **Llanura Deprimida** (Fig. 3.6). En cada una se evidencia un control sobre el comportamiento hidrodinámico e hidroquímico del sistema acuífero subyacente (González, 2005).

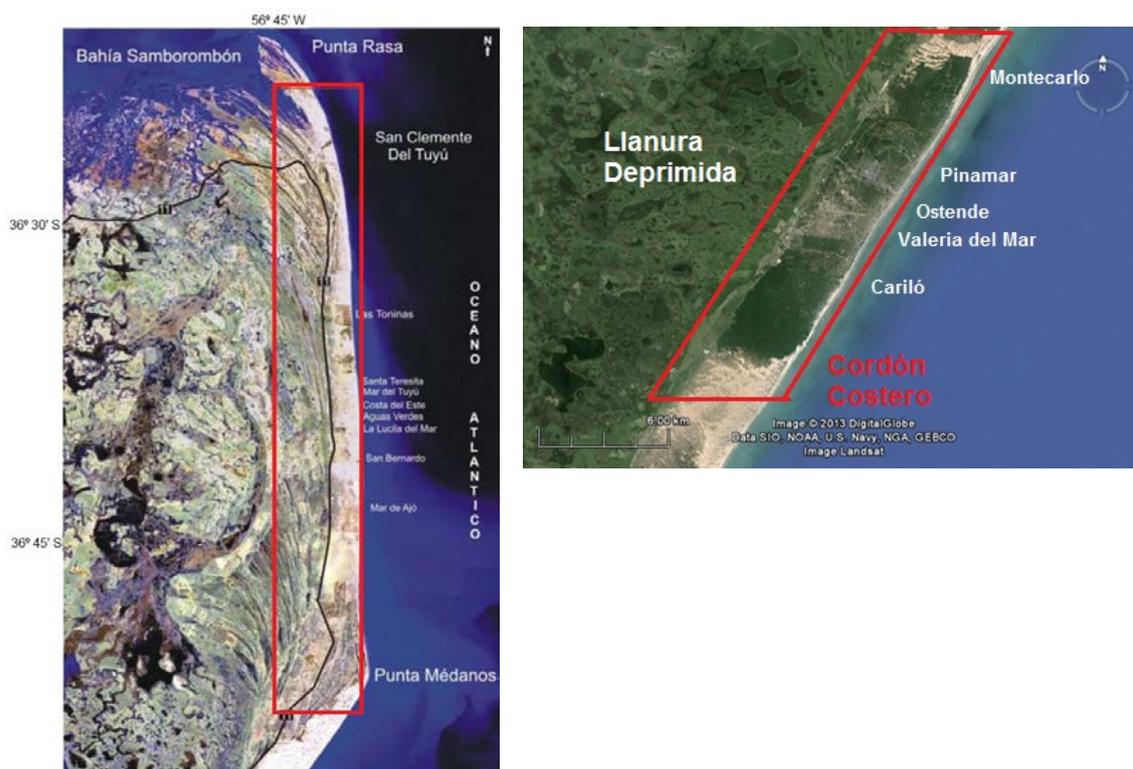


Fig. 3.6. Ubicación del sector costero de la provincia de Buenos Aires. Se señalan las dos unidades morfológicas principales: Llanura deprimida y Cordón costero, donde se aloja el acuífero freático de interés. (Modificado de Carretero, 2011)

El Cordón Costero se desarrolla desde Punta Rasa hasta Bahía Blanca, con un ancho variable de 2 a 4 km, interrumpido por los afloramientos cuarcíticos de la Sierra de Tandil. Los sedimentos están compuestos principalmente por arenas finas que muestran un aumento de la granulometría de norte a sur. En el Cordón Costero se alberga la única fuente de agua de baja salinidad (0.5 g/L) de la región. (CFI, 1990a)

La Llanura Deprimida es un ambiente llano de baja altura topográfica (5m), al oeste del Cordón Costero, donde se desarrollan bañados y esteros, con agua subterránea de elevada salinidad. Allí se observan pequeñas geoformas menores de relieve negativo y positivo. Estas últimas son antiguas crestas de playa de entre 1-1.5 m de altura, donde puede alojarse agua de baja salinidad, constituyendo reservorios restringidos (CFI, 1990a).

3.4 Esquema hidrogeológico de San Clemente del Tuyú

En la localidad de San Clemente del Tuyú es posible identificar un sistema hidrogeológico somero y otro profundo (Fig.3.7). El sistema somero se desarrolla en los médanos costeros con un espesor de agua dulce que oscila entre 4 y 10 m (Carretero, 2011). Los sedimentos de este acuífero libre son arenas y arenas con conchillas, sobre una secuencia arcillosa que funciona como acuitardo o acúcludo, donde es posible encontrar lentes arenosas con agua de elevada salinidad.

Se puede generalizar para el acuífero freático una transmisividad del orden de 100 m²/d, un coeficiente de almacenamiento (S) de 0.10 y una conductividad hidráulica media de 20 m/d (Carretero, 2011).

A pesar del escaso número de perforaciones en el sistema profundo, se tiene conocimiento de que predominan unidades de baja permeabilidad y algunas intercalaciones arenosas pero con agua de alta salinidad. Por esta razón no resulta de interés su exploración desde el punto de vista de la provisión de agua.

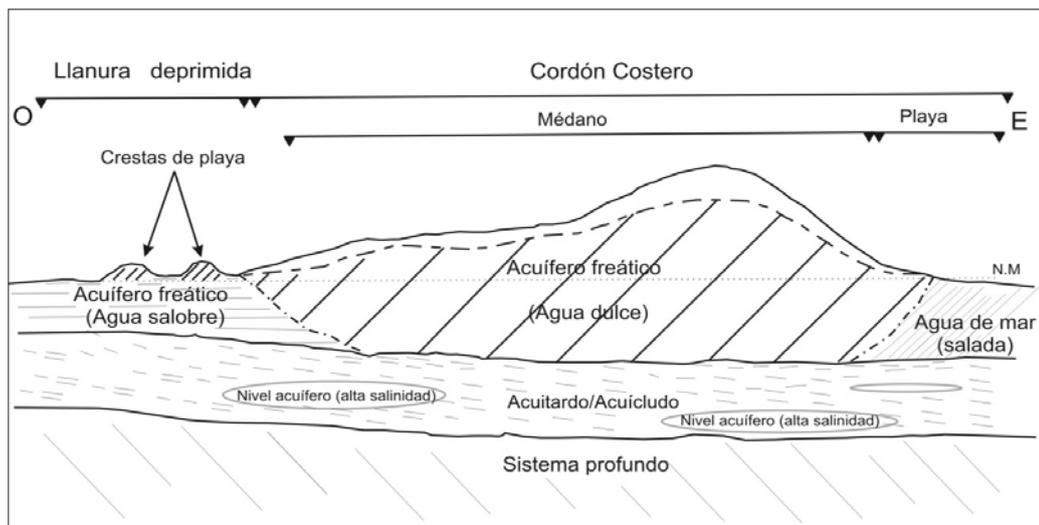


Fig. 3.7. Modelo hidrogeológico para la localidad de San Clemente del Tuyú. (Tomado de Carretero, 2011).

3.5 Esquema hidrogeológico de Pinamar

En el esquema hidrogeológico para la localidad de Pinamar se proponen siete unidades hidrogeológicas en un intervalo de 50m de espesor máximo (Tabla 3.1), cuatro de ellas con comportamiento acuífero y tres de baja permeabilidad (González Arzac et al., 1993).

Tabla 3.1. Esquema geológico y características hidrogeológicas del médano costero en la localidad de Pinamar.

UNIDAD	LITOLOGÍA	COMPORTAMIENTO	ESPESOR
I	Arenas finas a medianas con niveles de conchillas	Acuífero libre	8-17
II	Arcillas plásticas a arenosas	Acuitardo/acuícludo	1-3
III	Arenas finas arcillosas con niveles de conchillas	Acuífero semiconfinado	3-5
IV	Arcillas plásticas en partes limosas. Arenas finas arcillosas	Acuitardo/acuícludo	2-5
V	Arenas medianas a finas con niveles de conchillas	Acuífero semiconfinado	1-4
VI	Arcillas plásticas en partes limosas con intercalaciones limosas	Acuitardo/acuícludo	14
VII	Arenas medianas a finas con niveles de conchillas e intercalaciones arcillosas	Acuífero semiconfinado	...

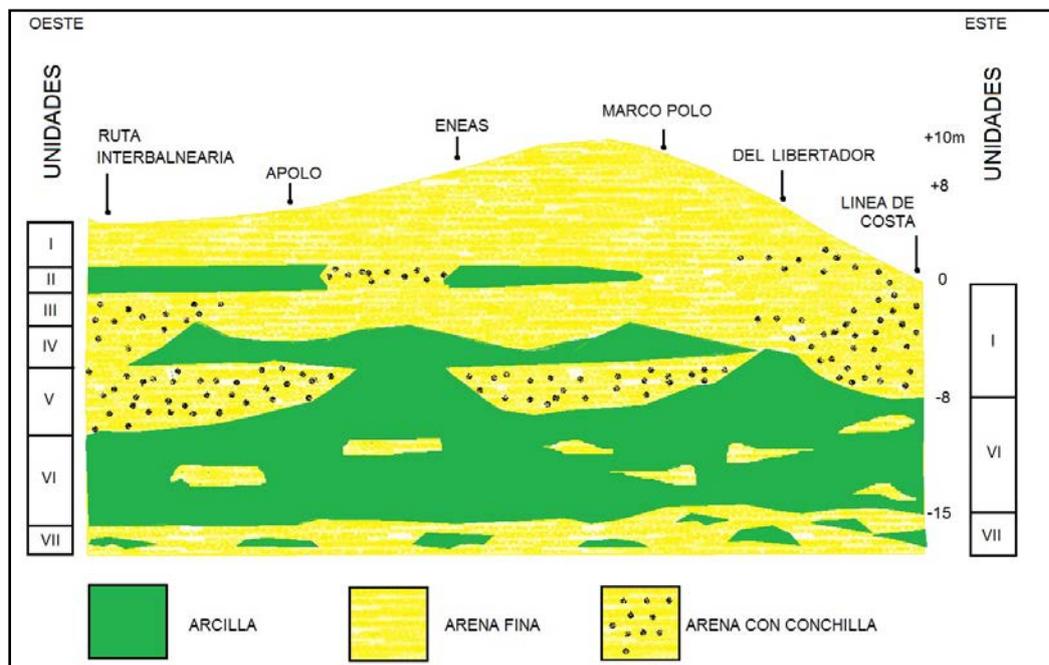


Fig. 3.8. Modelo hidrogeológico para la localidad de Pinamar (Tomado de González Arzac, 1993).

Debido a las condiciones de depositación de los sedimentos que conforman las unidades, se generan importantes variaciones laterales y verticales, con cambios de espesor y desarrollo areal de un punto a otro, llegando incluso a discontinuidades de los niveles aislantes. En los sectores donde esto ocurre se evidenciaría una conexión directa entre las unidades acuíferas. Por el contrario donde se superponen las unidades de baja permeabilidad el grado de conexión hidráulica disminuye con la profundidad.

El acuífero freático presenta su máximo espesor en el sector costero, mostrando una disminución hacia el oeste, apoyado en el primer nivel semiconfinante. Aunque este primer nivel tiene un desarrollo areal en la zona urbana de Pinamar, se vuelve más permeable cerca de la costa hasta desaparecer. Por este motivo no es garantía de aislación entre el acuífero freático y las unidades acuíferas inferiores.

A pesar de que la Unidad III puede constituir una unidad independiente, dado su escaso espesor y la presencia de material fino a arcilloso, hace que su importancia de aprovechamiento sea minimizada. Cuando el segundo nivel semiconfinante está ausente se generan espesores permeables de hasta 9 metros resultantes de la superposición de III y V.

La Unidad V (acuífero semiconfinado medio), por estar compuesta de arenas medianas y estar protegida por los niveles aislantes superiores se constituye como la unidad con mejores condiciones para la explotación de agua subterránea de la zona. Sin embargo, presenta una distribución irregular con importantes variaciones según el sector. La unidad VII (acuífero semiconfinado inferior) constituye el límite inferior de interés debido a que contiene agua salada a salobre, a pesar de ser el nivel acuífero mejor aislado.

4- Materiales y métodos

A continuación se describen los métodos que se utilizaron para la adquisición, análisis y procesamiento de datos geoelectrónicos y perfilajes de radiación gamma natural. Hacia el final del capítulo se analizan datos sintéticos de los casos de estudio que fueron utilizados para diagramar las tareas de adquisición de las tomografías eléctricas. Los modelos propuestos permiten analizar también la capacidad y limitaciones prácticas del método para resolver diferentes geometrías y contrastes eléctricos posibles.

4.1 Mediciones de la resistividad

Siguiendo los conceptos de la sección 1.4, considerando una roca porosa saturada por un electrolito, que tiene sus poros interconectados, es posible asumir que la conducción eléctrica se debe principalmente a la presencia del fluido.

$$\rho_r = FF\rho_e \quad (4.1)$$

En donde ρ_r es la resistividad de la roca, FF se denomina factor de formación y ρ_e es la resistividad del electrolito, el cual puede ser fácilmente inferido si se conoce su composición. La importancia de esta ecuación radica en que la resistividad de una roca es proporcional al contenido y al tipo de agua presente.

El factor de formación contempla distintos parámetros físicos y geométricos de una roca, como es la tortuosidad y la porosidad. Estos parámetros que son responsables de controlar el flujo de corriente también controlan el flujo lateral de agua en medios porosos. Por esta razón, es razonable proponer relaciones empíricas para vincular los parámetros eléctricos de una roca y los parámetros hidráulicos.

La determinación de la resistividad de una roca puede hacerse de forma “directa”, a través de ensayos eléctricos con muestras de sedimentos o de un perfilaje eléctrico de pozo. Mediante relevamientos eléctricos en superficie y un posterior tratamiento e inversión de los datos, se consigue una determinación “indirecta” de la resistividad.

4.1.1 Perfilaje de pozo.

Además de la resistividad, el perfilaje de pozo permite la determinación de otros parámetros físicos de las rocas de manera directa. Las herramientas más comúnmente utilizadas en hidrogeología miden potencial espontáneo, resistividad eléctrica y radiación gamma natural.

El perfil de potencial espontáneo es medido como la diferencia de potencial entre un electrodo que desciende por el pozo y otro ubicado en superficie, indica con buena aproximación la ubicación de zonas permeables atravesadas (Orellana, 1982; Schlumberger, 1958).

La determinación de la resistividad se consigue haciendo circular una corriente I por la roca y midiendo la caída de tensión producida ΔV . De acuerdo a la disposición de los electrodos de emisión y recepción de corriente, se consiguen diferentes estimaciones de la resistividad y profundidades de penetración. Esto permite determinar el comportamiento eléctrico tanto de la pared del pozo, la zona invadida por el lodo de perforación como la roca virgen.

Los tres arreglos más utilizados son el Lateral, Normal Corta (16”) y Normal Larga (64”), siendo la obtenida con este último, la más representativa de la roca sin invasión (Fig.4.1). La distancia que separa los electrodos controla la penetración de la corriente en la roca.

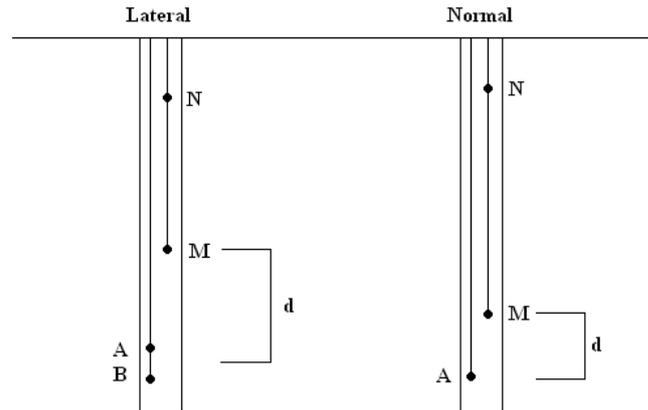


Fig. 4.1. Dispositivos de medición de la resistividad eléctrica en pozo. Los electrodos A y B inyectan corriente y se mide la caída de tensión producida entre M y N. La penetración de la corriente en el medio circundante depende de la distancia representativa d .

Otra magnitud de interés es la cantidad de radiación gamma natural (GR) emitida por los isótopos del uranio, torio y el potasio presentes en las formaciones. El perfil obtenido permite diferenciar sedimentos o rocas con distinto contenido de arcilla, ya que estas son más radioactivas que las arenas limpias, areniscas, calizas y dolomías.

Para un acuífero que no contenga fuentes de radiación en el agua, se puede considerar que el nivel GR se relaciona con el volumen de arcilla (V_a) según la relación propuesta por Sallam (2006):

$$Va \leq (Va)_{GR} = \frac{GR - GR_{\min}}{GR_{\max} - GR_{\min}} \quad (4.2)$$

Donde se utilizan los valores máximo y mínimo de la radiación gamma natural (GR_{\max} y GR_{\min}), medidos en CPS (cuentas por segundos). Se supone que no hay influencia de otras fuentes radioactivas, y el valor máximo corresponde a un 100% en el contenido total de arcilla. Mediante la ecuación 4.2 es posible estimar cuantitativamente la cantidad de arcilla presente en las arenas.

4.1.2 Sondeo eléctrico vertical (SEV) Schlumberger

En este tipo de técnicas se materializa en el terreno un dispositivo de cuatro electrodos lineal y simétrico respecto de un origen. El trabajo de campo consiste en obtener una curva de resistividad aparente a partir de hacer circular una corriente continua por el circuito de emisión y medir la diferencia de potencial que se genera entre los electrodos de recepción, a medida que se va incrementando la separación entre electrodos (Fig. 4.2).

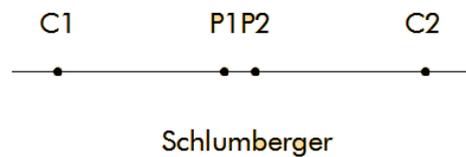


Fig. 4.2. Esquema de medición de un SEV Schlumberger. El proceso de medición consiste en medir la caída de potencial producida entre P1 y P2 cuando se inyecta corriente entre C1 y C2. En cada medición se aumenta la separación de los electrodos de corriente.

Para cada posición de los electrodos se calcula el valor de la resistividad aparente (Ωm), según la siguiente expresión

$$\rho_{ap} = G \frac{\Delta V}{I} \quad (4.3)$$

Donde G es la constante geométrica del dispositivo que tiene en cuenta la disposición del arreglo en el terreno. Esta magnitud refleja los cambios de la resistividad en el subsuelo.

Los SEV se realizan bajo la suposición de que el subsuelo está compuesto por una sucesión de capas horizontales y de resistividad constante y lateralmente homogéneas. La finalidad de esta técnica es estudiar la variación vertical de la resistividad por debajo del centro del dispositivo.

Para obtener un modelo de distribución de resistividades verdaderas del subsuelo es necesario el procesamiento e inversión de los datos de resistividad aparente. La respuesta del modelo propuesto deberá ser comparable matemáticamente a las observaciones de campo, dentro de una tolerancia o margen de error experimental, pero además este modelo debe satisfacer el conocimiento hidrogeológico de la zona de estudio.

Debido a que las observaciones de la resistividad aparente están sujetas a errores inherentes a un proceso de medición de los datos, se puede obtener un número infinito de modelos que ajuste a las observaciones dentro de un rango de confiabilidad (<5%, por ejemplo). Todas estas distribuciones de resistividades verdaderas son equivalentes e igualmente probables desde el punto de vista matemático, sin embargo, se utiliza información complementaria de otros estudios (perforaciones, perfilajes entre otros) para condicionar y limitar el número de modelos propuestos.

Para el procesamiento de los SEV se utiliza el programa PRINTERSEV (Giusso, y Soto, 1995) que consiste en la obtención de un modelo inicial con el algoritmo de Zohdy (1989), reducción del número de parámetros del modelo (Orellana, 1982) y ajuste manual interactivo (Johansen, 1975), donde se incorpora la información complementaria. Para el cálculo de la resistividad aparente se utiliza el operador lineal de Johansen (1975), al que se considera suficiente para evaluar grandes contrastes en las resistividades.

4.1.3 Tomografía de resistividad eléctrica.

La tomografía de resistividad eléctrica surge como solución alternativa para la principal limitación de los SEV que es la suposición de un comportamiento lateral homogéneo del subsuelo. Esta técnica combina dos formas de efectuar las mediciones, al igual que en los SEV, cuando se aumenta la separación de electrodos se obtienen mediciones en profundidad pero si además se traslada horizontalmente el dispositivo se consigue una sección longitudinal de resistividades aparentes. Por lo tanto, se consigue una exploración discreta del subsuelo en dos dimensiones (Fig. 4.3).

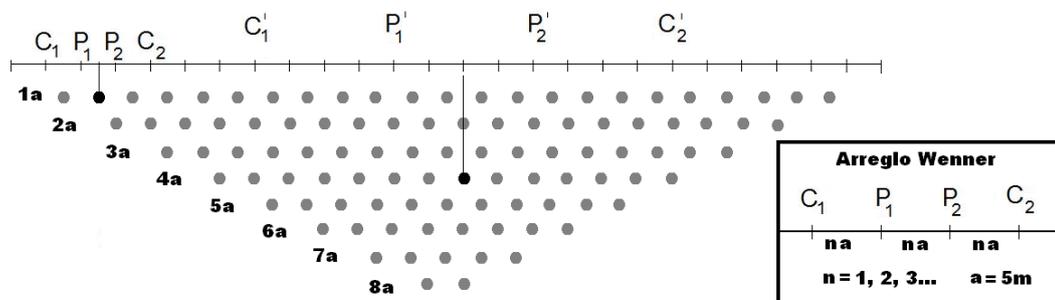


Fig. 4.3. Pseudosección obtenida mediante un arreglo Wenner. Se indica los puntos de atribución de todas las combinaciones posibles para 26 electrodos. Se consigue un punto de atribución somero cuando la distancia entre electrodos (a) y otro más profundo cuando la distancia es mayor ($4a$).

Nuevamente, las mediciones resultan resistividades aparentes debido a que dependen de la geometría del arreglo y de la heterogeneidad del medio. En este caso, el proceso de inversión consiste en proponer un modelo inicial bidimensional y variar la resistividad hasta conseguir que la respuesta eléctrica se asemeje a los datos medidos.

Las distribuciones de resistividades utilizadas están basadas en un modelo de celdas, donde el subsuelo es dividido en un gran número de subdominios rectangulares a las cuales se les asigna un valor de resistividad verdadera. El tamaño de las celdas (alto

y ancho) es determinado en forma arbitraria, pero depende principalmente del tipo de arreglo y de la separación mínima entre electrodos.

4.1.3.1 Arreglo de electrodos

Se denomina arreglo al ordenamiento de los electrodos en el campo y la elección del más apropiado depende principalmente de la estructura que se espera resolver en el subsuelo. En la práctica, los más utilizados son el dipolo-dipolo, Wenner y Wenner-Schlumberger (Fig 4.4), cada uno con sus características particulares que determinan la profundidad máxima de exploración, la sensibilidad a cambios de la resistividad en una determinada dirección (horizontal o vertical), la cobertura de datos y la relación señal-ruido.

El arreglo Wenner posee una muy buena relación señal ruido, debido a que los electrodos de potencial se ubican en la parte interior del circuito de emisión. La separación entre electrodos es siempre la misma y se aumenta en las sucesivas mediciones para alcanzar mayor profundidad de exploración. Es sensible a cambios en la dirección vertical de la resistividad, apropiado para identificar estratificaciones.

El arreglo dipolo-dipolo posee una baja relación señal ruido y necesita por lo tanto más energía para la inyección de corriente. Para aumentar la profundidad de exploración se separa la distancia entre el dipolo de emisión y el de recepción. Este arreglo es apropiado para identificar estructuras verticales, debido a que posee una buena sensibilidad a los cambios horizontales de la resistividad.

El arreglo Wenner-Schlumberger resulta una situación de compromiso entre los dos arreglos anteriores. Posee mejor relación señal ruido que el dipolo-dipolo y es sensible a cambios de la resistividad en la dirección vertical y horizontal. La distancia

entre los electrodos de potencial se mantiene fija y se aumenta la separación entre los electrodos de corriente, consiguiendo mayor profundidad de exploración.

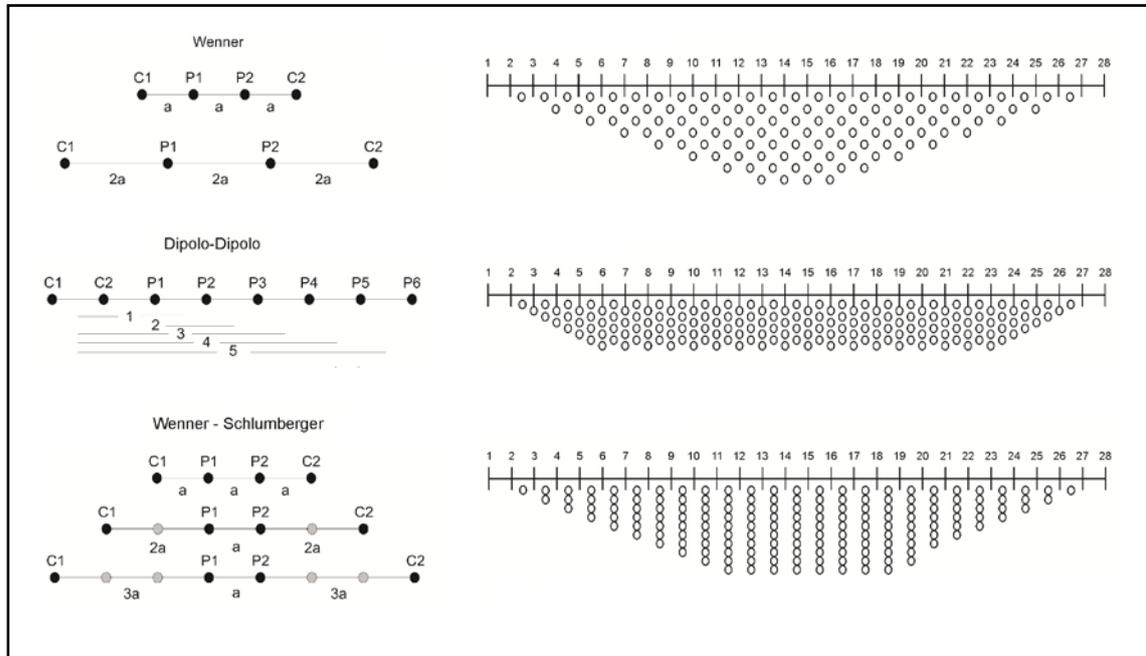


Fig. 4.4. Esquema de los arreglos de electrodos más usados y su correspondiente pseudosección: Wenner, dipolo-dipolo y Wenner-Schlumberger. Se muestra como se cambian las posiciones para conseguir mayor penetración de la corriente.

Otra alternativa es adquirir datos resistividad aparente con arreglos distintos y combinarlos para conseguir una mayor cantidad de datos y también una mejor cobertura. Este arreglo de alta resolución es muy costoso en la práctica debido a que triplica el volumen de datos de una registración normal con solo un arreglo, pero la cantidad de información es mayor.

Se propone combinar los datos de un arreglo Wenner y Wenner-Schlumberger, además de dos separaciones de dipolo-dipolo: la primera de hasta 8 niveles de medición con la separación mínima entre electrodos y la segunda con una separación del doble que la anterior y hasta 6 niveles de medición (Fig. 4.5).

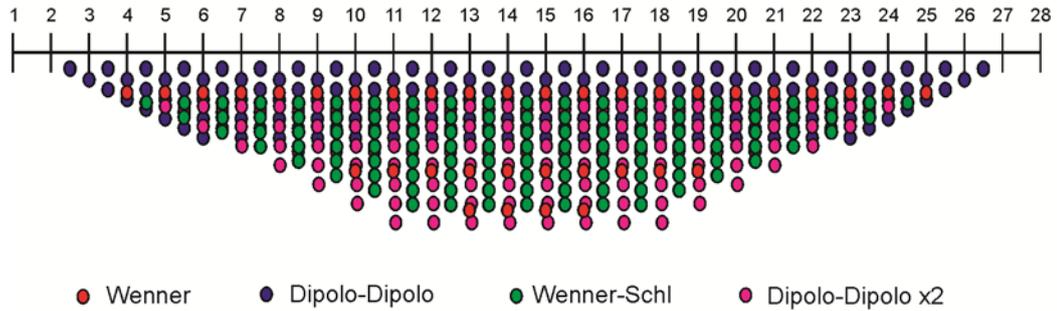


Fig. 4.5. Pseudosección del arreglo alta resolución donde se combinan mediciones con los arreglos Wenner, dipolo-dipolo (dos separaciones de dipolos) y Wenner-Schlumberger.

4.1.3.2 Inversión de datos

El programa RES2DINV de Geotomo (Loke, 2004) trabaja con los datos de entrada como modelo inicial, calcula su resistividad aparente, la compara con los datos de campo y de manera iterativa ajusta este modelo inicial hasta aproximarlo a las mediciones con una cierta precisión dada por un error medio cuadrático. El desarrollo teórico para el cálculo de las resistividades aparentes que genera el modelo propuesto se describe pormenorizadamente en Dey y Morrison (1979).

La rutina de inversión está basada en el método de mínimos cuadrados con suavizado forzado (deGroot-Hedlin y Constable 1990; Sasaki 1992).

4.2 Análisis de modelos teóricos

En esta sección se estudian las respuestas de los modelos geoelectricos propuestos para las áreas consideradas. Los mismos surgen a partir de la información geológica antecedente y prospecciones geofísicas previas.

A partir del planteo del problema directo y su posterior inversión se busca comprobar la detección de las capas acuíferas en cada área de estudio y elegir los parámetros de adquisición más apropiados.

Por medio del programa RES2DMOD (Loke, 2004), es posible calcular la pseudosección de resistividad aparente que genera un modelo prefijado de resistividad 2D. Este modelo en 2D se divide en un número fijo de bloques que forman una malla rectangular. El usuario le asigna a cada bloque un valor de resistividad, y el programa calcula la pseudosección de resistividad aparente siguiendo el método de diferencias o elementos finitos (Dey y Morrison, 1979).

4.2.1 Sector Noreste

En el sector noreste de la provincia de Buenos Aires, próximo a la ciudad de La Plata, se han efectuado prospecciones con métodos eléctricos previas (Ainchil et al. 2006; Perdomo et al. 2011a; Perdomo et al. 2013a) y han permitido caracterizar a grandes rasgos las unidades geológicas e hidrogeológicas. En general se observa que los sedimentos Pampeanos presentan en promedio una resistividad de 10 Ωm , las Arenas Puelches, 30 Ωm y la base arcillosa de la Fm. Paraná, 5 Ωm . En este caso se consideró un espesor de 40m para la capa resistiva (Arenas Puelches) y su techo ubicado a 40m de profundidad se calculó la pseudosección de resistividad aparente y luego fue invertida para estudiar si era posible detectar las Arenas Puelches con tomografía eléctrica y sus posibles variaciones laterales.

Se generaron pseudosecciones para los tres tipos de arreglos más utilizados en la práctica. Teniendo como premisa que se quería alcanzar los 100m de profundidad final de exploración (para superar la capa objetivo de 30 Ωm) se eligió una separación mínima entre electrodos de 25m y la cantidad de niveles de medición:

- Dipolo-Dipolo, utilizando dos separaciones de 25 y 50m entre electrodos, y hasta 8 niveles de medición.
- Wenner hasta 8 niveles de medición con 25m entre electrodos.

- Wenner-Schlumberger hasta 10 niveles con 25m de separación.
- Alta resolución: una combinación de todos los arreglos anteriores.

Caso 1: Espesor constante

En este primer ejemplo la distribución de bloques y la asignación de resistividades estarían representando un comportamiento lateralmente homogéneo para la capa resistiva asignable al acuífero Puelche. Puede verse también el resultado de la inversión de las pseudosecciones de resistividad aparente generada para cada arreglo (Fig. 4.6).

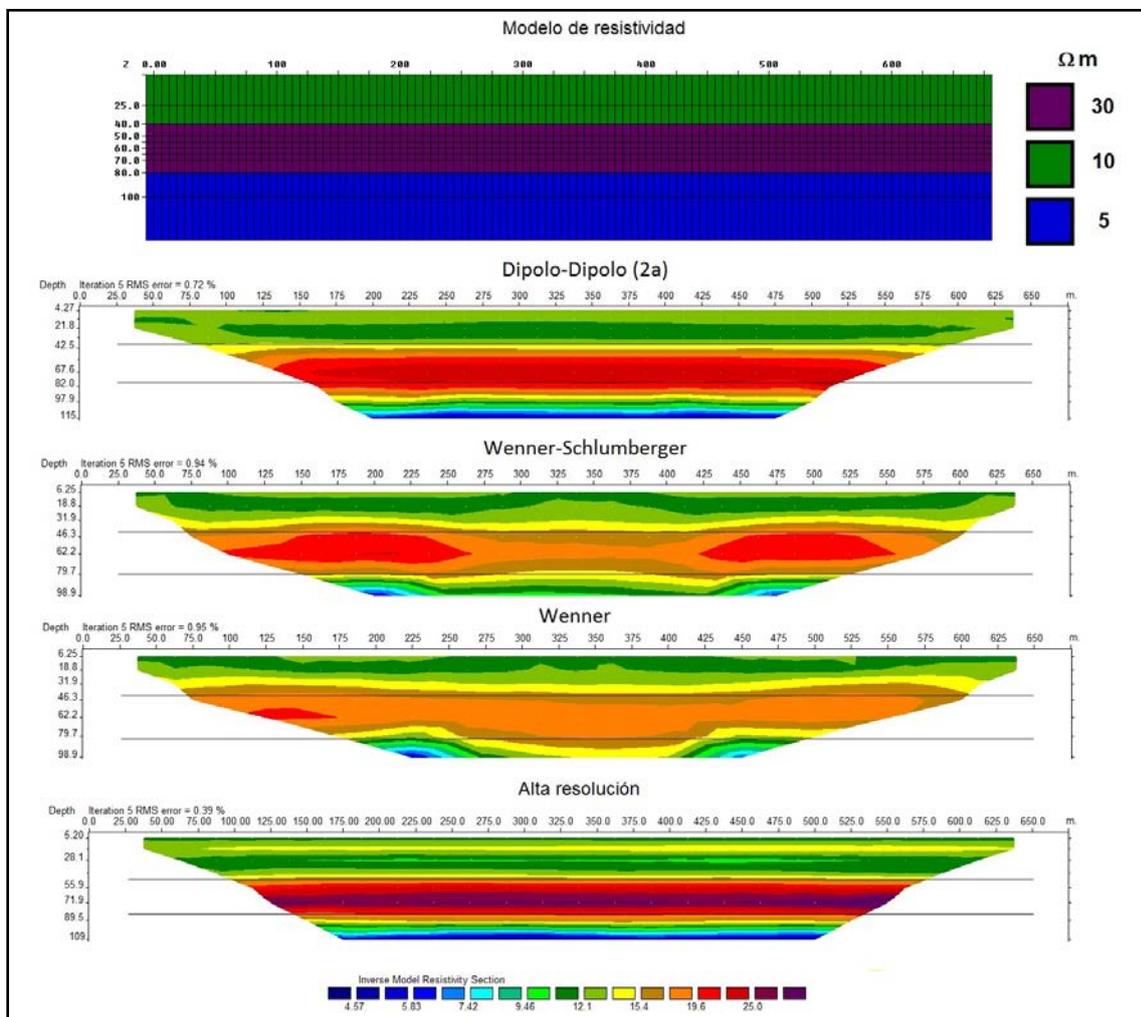


Fig. 4.6 En la imagen se muestra el modelo de resistividad propuesto y las inversiones obtenidas con los diferentes arreglos. El modelo obtenido mediante la combinación de arreglos permite identificar todas las características modeladas.

La distribución de resistividades verdaderas obtenida para el dipolo-dipolo permite identificar correctamente el techo y el piso de la capa resistiva, a pesar de que el valor de la resistividad es algo inferior ($25 \Omega\text{m}$).

A partir de la inversión obtenida para el arreglo Wenner-Schlumberger es posible reconocer una capa de mayor resistividad a partir de los 40m y con un espesor aproximado de 40m, pero el valor de resistividad obtenido es cercano a los $19 \Omega\text{m}$. Además se observan dos zonas anómalas con mayor resistividad hacia el inicio y fin de la línea.

El modelo obtenido a partir del arreglo Wenner identifica con claridad el techo de la capa resistiva pero no su piso. El valor de resistividad obtenido ($19 \Omega\text{m}$) es menor al propuesto en la generación de los datos ($30 \Omega\text{m}$).

Por último la inversión del arreglo alta resolución donde se combinan todos los anteriores muestra la distribución de resistividades más similar a la del modelo inicial. La profundidad y espesor de la capa objetivo fueron identificados y el valor de resistividad es próximo a los $30 \Omega\text{m}$ originales.

Caso 2: Reducción del espesor

La siguiente situación plantea un cambio en el espesor de la capa resistiva del modelo, simulando una profundización del techo de las Arenas Puelches y la consecuente reducción de espesor en la porción central (Fig. 4.7).

La combinación de arreglos dipolo-dipolo permite reconocer la reducción del espesor, y todavía el techo, el piso e incluso el valor de resistividad verdadera. Sin embargo, en la porción central de la capa de 10 Ωm (sedimentos Pampeanos) aparece una anomalía de menor resistividad.

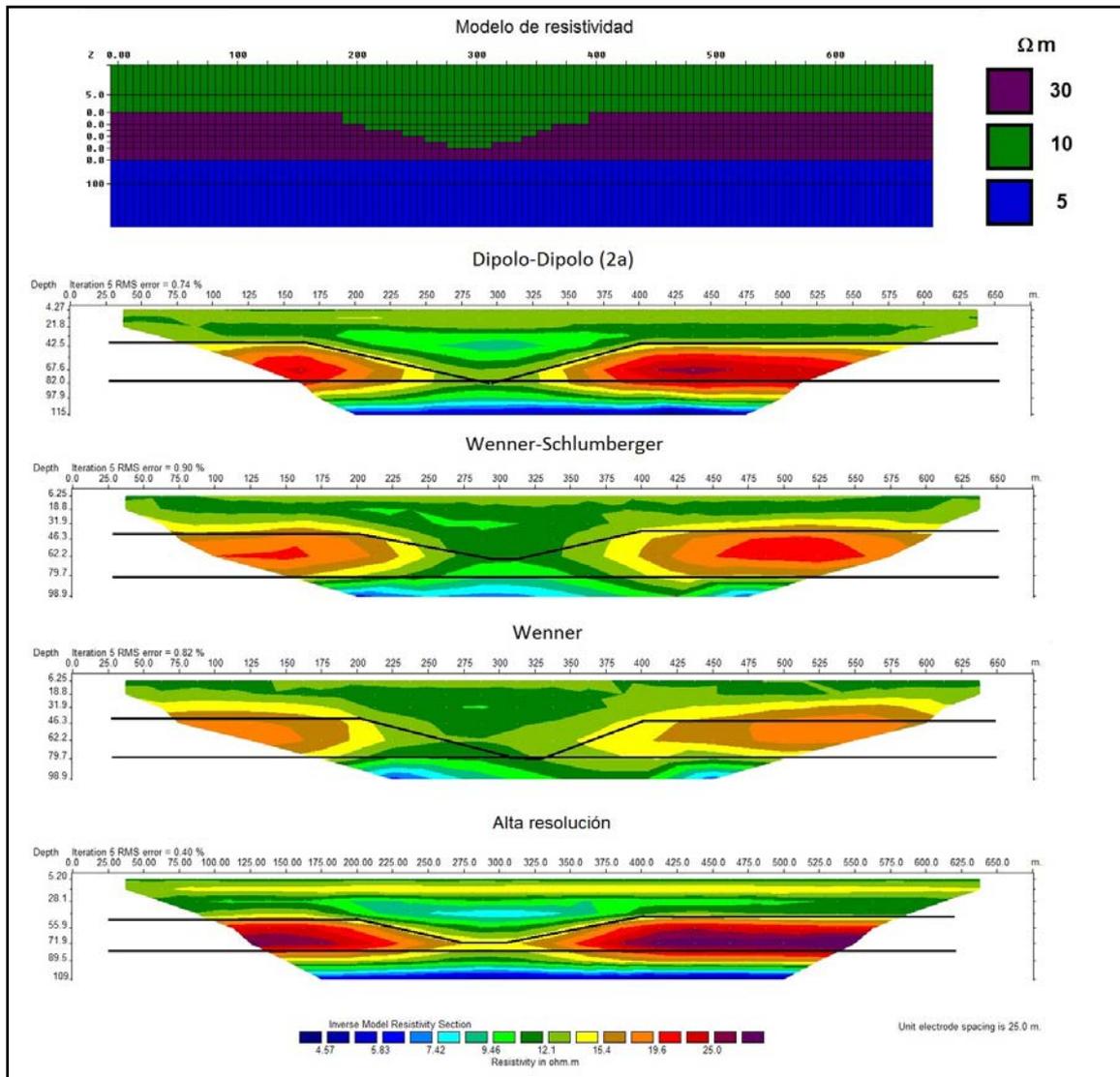


Fig. 4.7 En la imagen se muestra el modelo de resistividad propuesto, simulando una reducción en el espesor de las arenas. Las inversiones obtenidas permiten identificar esta variación, pero el valor de resistividad más preciso se obtiene con la combinación de arreglos.

Los modelos obtenidos a partir de los datos simulados para el arreglo Wenner y Wenner-Schlumberger, son similares entre sí. En ambos modelos puede identificarse la reducción del espesor, y la profundidad del techo y el piso de la capa resistiva. No así el

valor de resistividad de la capa conductiva atribuible a las arcillas de la Fm. Paraná. Al igual que en el caso anterior, donde el espesor permanecía constante, el valor de resistividad interpretado es próximo a los 20 Ωm .

Finalmente, el modelo obtenido con el arreglo de alta resolución muestra con mejor definición la posición del piso y el techo de la capa objetivo. La reducción del espesor también presenta una anomalía de menor resistividad en la parte más somera del modelo (al igual que con el arreglo dipolo-dipolo). El valor de resistividad de 30 Ωm es correctamente identificado.

Observaciones

Las distribuciones 2D de resistividades obtenidas cuando se utilizan los arreglos dipolo-dipolo, Wenner-Schlumberger y Wenner, presentan errores de ajuste menores al 1%. Este valor es significativamente bajo y se debe principalmente a que corresponde a datos sintéticos sin la presencia de errores aleatorios.

Desde el punto de vista práctico los errores obtenidos son aceptables y podrían aceptarse como modelos finales válidos, a pesar de que en algunos casos el espesor de la capa objetivo no fue el correcto o incluso el valor de la resistividad.

Sin embargo, desde un punto de vista teórico se observa una reducción a significativa en el error de ajuste cuando se utiliza el arreglo de alta resolución, llegando a obtenerse hasta un 50% menos que los demás. Además, las distribuciones obtenidas para los Casos 1 y 2 lograron identificar con mayor precisión el espesor y el valor de resistividad real de la capa resistiva asignable al acuífero Puelche.

Lo expuesto anteriormente lleva a considerar a la combinación de arreglos como la mejor alternativa para la adquisición de datos reales, utilizando una separación de 25m entre electrodos.

4.2.2 Sector Costero

Para este ambiente hidrogeológico se utilizó un modelo de 3 capas. La primera representa la zona no saturada con un espesor de 6m y alta resistividad (500 Ω m), por debajo una capa de menor resistividad (100 Ω m) para las arenas saturadas con agua dulce hasta una profundidad de 20m y como base del modelo una región con valor de resistividad de 5 Ω m., atribuible a sedimentos con presencia de arcilla (Perdomo et al, 2011b).

En el sector costero se analizará además la posibilidad del método de establecer la existencia de una capa de arcilla dentro de las arenas que actúe como nivel confinante. Desde el punto de vista geoelectrico este objetivo se define como una electrocapa de 5 Ω m de resistividad y 0.5m de espesor.

En base a lo anteriormente expuesto se analizan los modelos obtenidos a partir de la inversión de datos sintéticos para los siguientes arreglos:

- Dipolo-dipolo, utilizando dos separaciones de 5 y 10m entre electrodos, y hasta 8 niveles de medición.
- Wenner hasta 8 niveles de medición con 5m entre electrodos.
- Wenner-Schlumberger hasta 10 niveles con 5m de separación.
- Alta resolución: una combinación de todos los arreglos anteriores.

Caso 1: Modelo lateralmente homogéneo

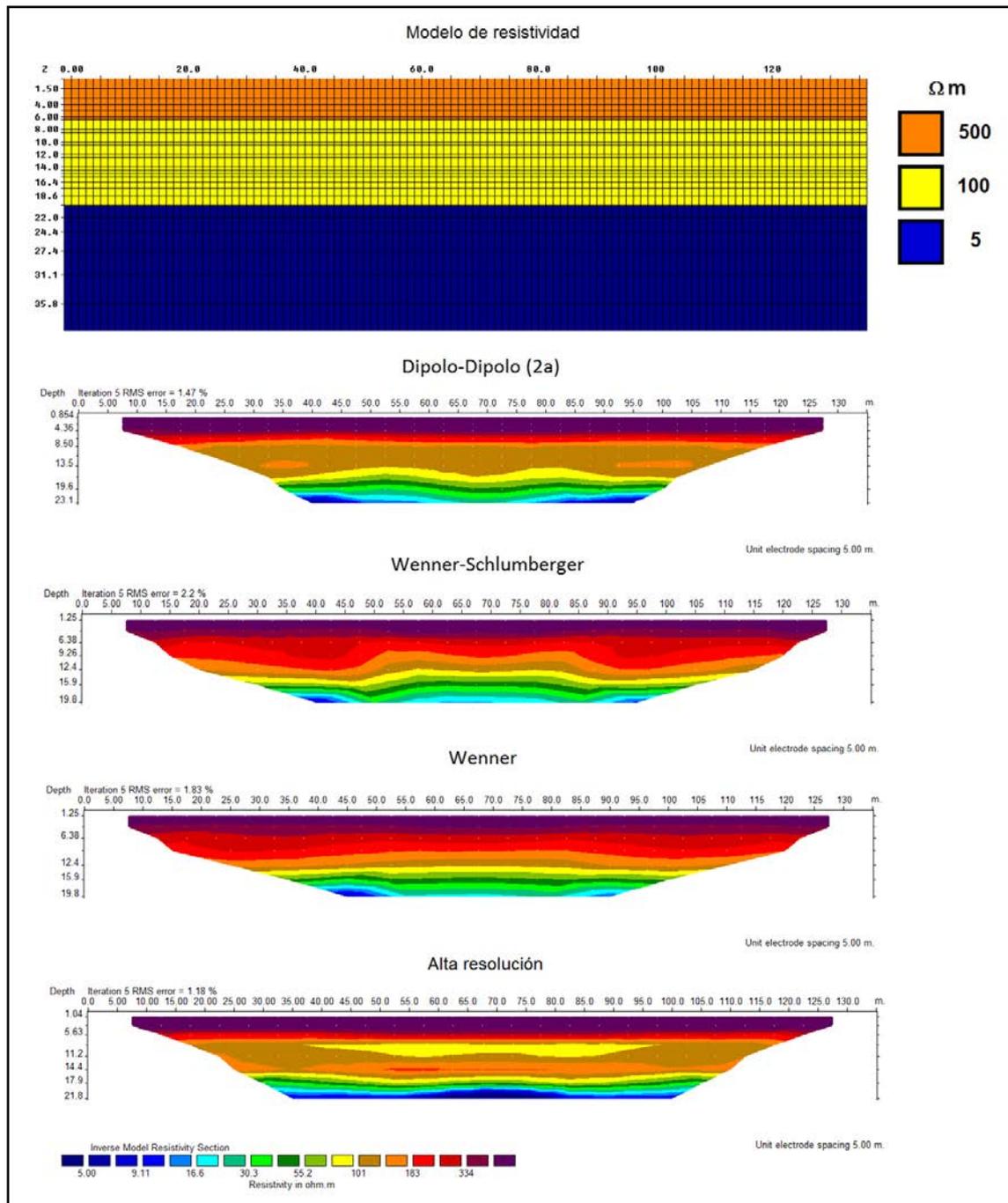


Fig. 4.8 En la imagen se muestra el modelo sin variaciones laterales de la resistividad, y las inversiones obtenidas para cada arreglo.

El modelo de distribución de resistividades obtenido a partir de la inversión de datos sintéticos generados utilizando el arreglo Dipolo-Dipolo, muestra una zona de alta resistividad por encima de los 5 m. Debajo, aparece una zona de 100 Ω m con hasta los

15m aproximadamente y luego una disminución de la resistividad hasta alcanzar los 5 Ω m (Fig. 4.8).

Utilizando el arreglo Wenner-Schlumberger se obtiene una primera capa de alta resistividad hasta los 6m de profundidad. Por debajo y hasta los 16m aproximadamente, el modelo presenta resistividades en el rango de 100-200 Ω m, mostrando una leve disminución en el espesor de la zona más resistiva en el centro de la línea. Los valores más bajos de resistividad (<10 Ω m) comienzan a observarse a partir de los 19m de profundidad.

El resultado de la inversión de los datos generados para el arreglo Wenner es similar al que se obtiene con el Wenner-Schlumberger. La primera capa resistiva se resuelve correctamente y por debajo donde estarían las arenas saturadas, se presenta una disminución de la resistividad entre 200 y 100 Ω m hasta los 16m de profundidad. El techo de la última capa comienza a observarse a los 19 m de profundidad, con valores inferiores a los 10 Ω m.

El último modelo analizado es el resultado de la combinación de todos los arreglos anteriores. En este caso se puede identificar con precisión la profundidad del piso de la capa de mayor resistividad (500 Ω m), así como el espesor y el valor de resistividad de la capa intermedia (100 Ω m) correspondiente a la capa de arenas con agua dulce. La base conductiva del modelo presenta la resistividad correcta.

Caso 2: Presencia de una capa conductiva a los 10m.

El siguiente modelo presenta una capa conductiva (5 Ω m) intercalada en la zona de resistividad de 100 Ω m. Este ejemplo busca representar la presencia de un nivel de

arcilla confinante dentro de las arenas el acuífero costero y la posibilidad de detectar esta situación con los métodos planteados (Fig. 4.9).

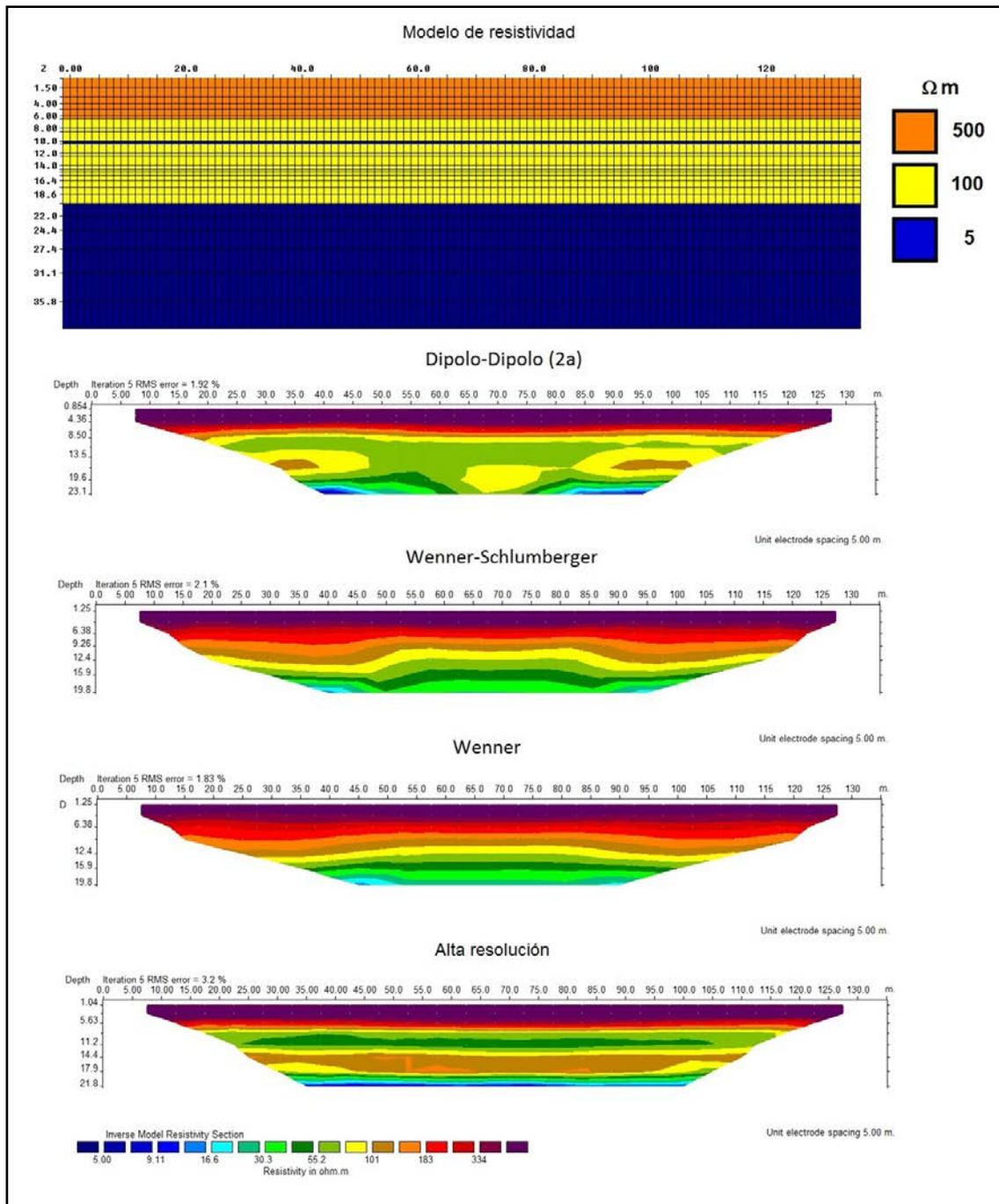


Fig. 4.9 En la imagen se muestra el modelo sin variaciones laterales de la resistividad, pero con una capa delgada de baja resistividad a los 10m de profundidad. El modelo obtenido con la combinación de arreglos permite reconocer esta geometría.

El resultado de la inversión obtenida para el arreglo dipolo-dipolo muestra una disminución de la resistividad a los 10m de profundidad de al menos 50 Ω m. Por debajo de esta profundidad se observan dos anomalías resistivas entre las progresivas de 30-40m y 90-100m.

Los modelos obtenidos utilizando los arreglos Wenner y Wenner-Schlumberger muestran una disminución de la resistividad en la zona entre 6 y 20m si se compara con los resultados del *Modelo 1*. Sin embargo, del análisis de estos modelos no es evidente la presencia del nivel de baja resistividad.

Cuando se combinan los datos sintéticos de todos los arreglos anteriores se obtiene un modelo final de resistividades más próximo al real. A los 10m de profundidad se observa el valor mínimo de resistividad cercano a los 50 Ω m., cuando debería ser de 5 Ω m.

En este último modelo, es posible identificar adecuadamente la profundidad de la zona de baja resistividad pero el valor de la misma está sobrestimado.

Se decide entonces agregar una restricción al modelo inicial, donde se contemple la presencia de una capa conductiva entre los 10 y los 11 metros de profundidad con una resistividad de 5 Ω m (Fig. 4.10). Simulando lo que sería incorporar un parámetro condicionante proveniente de otros estudios, como perfilajes o la descripción de pozos.

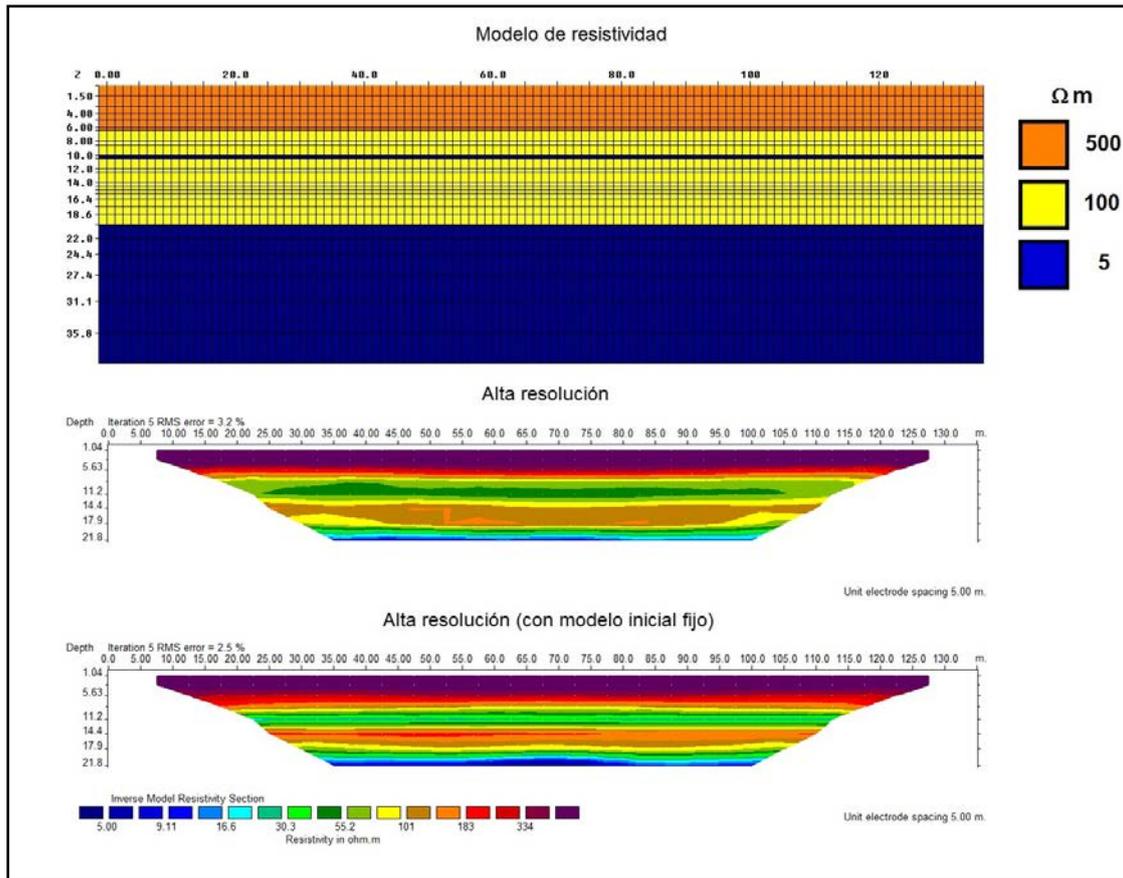


Fig. 4.10 En la imagen se muestra el modelo sin variaciones laterales de la resistividad, pero con una capa delgada conductiva a los 10m de profundidad. Utilizando el arreglo de alta resolución se realizaron dos inversiones la primera con los parámetros por defecto y la segunda incorporando un modelo inicial con una capa de 5 Ωm a los 10m de profundidad.

El modelo final obtenido utilizando el arreglo de alta resolución muestra adecuadamente la zona de menor resistividad, con un valor de 15 Ωm a una profundidad de 12m, evidenciando una mejoría en el modelo producto de la inversión (Fig.4.10).

Caso 3: Presencia de una capa conductiva a los 16m.

El siguiente ejemplo contempla una capa de resistividad 5 Ωm a una profundidad de 16 m. En este caso se presentan los resultados de utilizar una combinación de Alta Resolución y además, si se incorpora como información a priori una capa conductiva de 5 Ωm entre los 15 y 16m de profundidad.

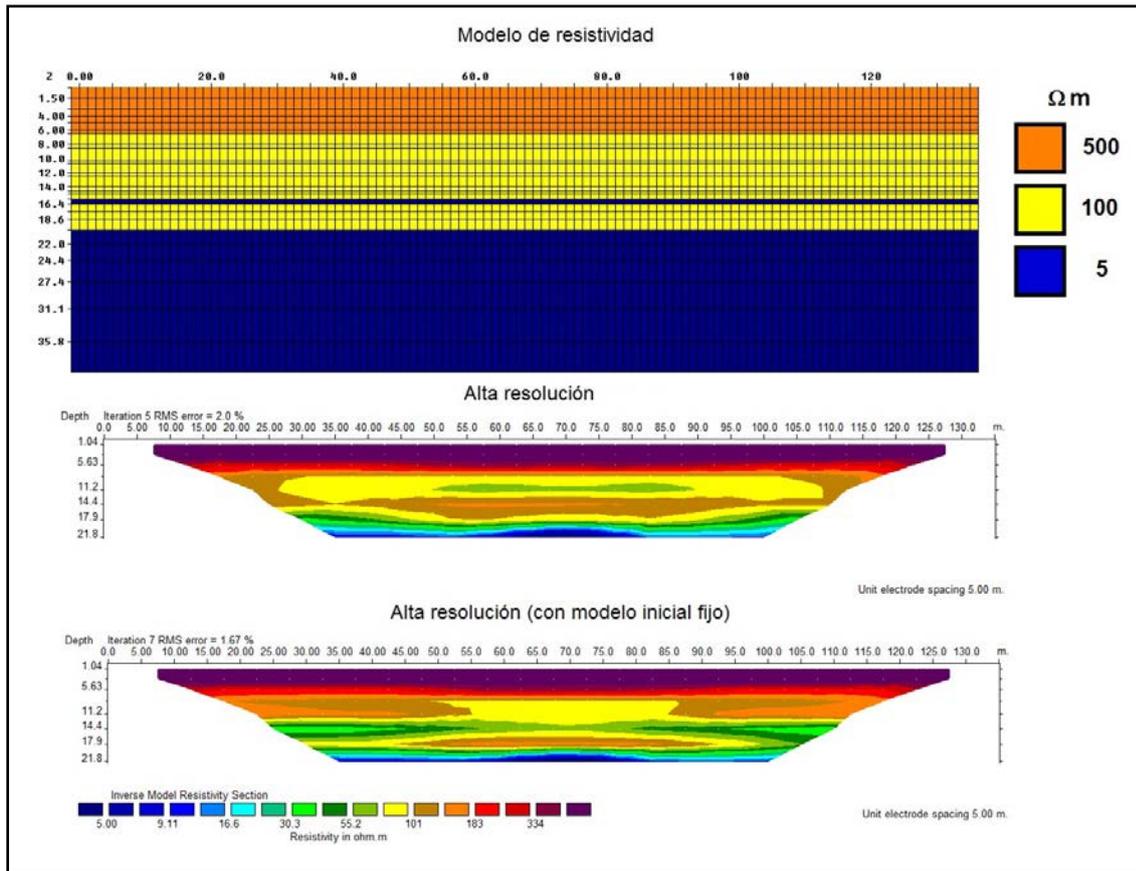


Fig. 4.11 En la imagen se muestra el modelo sin variaciones laterales de la resistividad, pero con una capa delgada conductiva a los 16m de profundidad. Utilizando el arreglo de alta resolución se realizaron dos inversiones la primera con los parámetros por defecto y la segunda incorporando un modelo inicial con una capa de 5 Ωm a los 16m de profundidad.

El modelo obtenido con un arreglo de alta resolución presenta una zona de menor resistividad a los 11m de profundidad entre las progresivas de 50-90 m. Cuando al procesamiento se incorpora el modelo inicial de la capa conductiva, la distribución de resistividades mejora. A los 15m de profundidad aparece una disminución con una resistividad de 30 Ω m (Fig. 4.11).

Observaciones

Para estudiar el contraste de resistividades propuesto para el Sector Costero se analizaron los arreglos dipolo-dipolo, Wenner-Schlumberger, Wenner y de alta resolución con separación entre electrodos de 5m.

Los modelos obtenidos luego de la inversión reflejan buenos ajustes, menores al 2%. Para el caso 1, donde se presenta un acuífero lateralmente homogéneo el mejor ajuste se consigue utilizando el arreglo de alta resolución.

Para el caso 2, donde se plantea la presencia de una capa conductiva, el peor ajuste se obtiene con el arreglo de alta resolución (3.2%). Sin embargo, el modelo invertido con este arreglo refleja satisfactoriamente la presencia de una capa de menor resistividad, lo que no ocurre en los modelos para los otros arreglos, a pesar de que el error de ajuste es menor (<2%).

Si además se considera la incorporación de información a priori muestra que es posible reducir el error de ajuste e incluso obtener un modelo más próximos al real. Esta información genera un sesgo en los modelos de ajuste, pero no se altera la capacidad del programa de variar estos valores prefijados, si ocurriese que el error no disminuya con las sucesivas iteraciones.

Los resultados obtenidos muestran que sería posible reconocer una zona de baja resistividad en el acuífero costero. La incorporación de restricciones al modelo inicial puede mejorar el proceso de inversión, llevando a obtener una disminución en los errores de ajuste.

4.3 Sección 2D de transmisividad hidráulica

Como los sondeos eléctricos verticales y las tomografías eléctricas son métodos indirectos, la cuantificación apropiada de la resistividad depende de un proceso de inversión e interpretación que está sujeto a errores y genera ambigüedades en su determinación.

Por el contrario, la resistividad determinada a partir de los perfilajes de pozos minimiza los errores surgidos de la ambigüedad en la interpretación de mediciones indirectas. Por esta razón, las resistividades determinadas a partir del perfilaje eléctrico de pozo se consideran más apropiadas para ser utilizadas en la formulación de una relación de conversión entre parámetros eléctricos e hidráulicos.

Como fue señalado en el Capítulo 1, es posible encontrar una ley de conversión entre valores de resistividad y conductividad o transmisividad hidráulica. A partir de estos análisis se propone utilizar las secciones de resistividad eléctrica para obtener, mediante una relación de conversión adecuada, secciones 2D de transmisividad hidráulica.

4.4 Instrumental

Los perfilajes de pozo se midieron con un equipo Century (Century Geophysical Corp.) de 300m cuya sonda cuenta con un sensor de radiación gamma natural y tres arreglos de resistividad: Normal Corta (16"), Normal Larga (64") y Lateral, además de registrar potencial espontáneo (SP) y temperatura (Fig. 4.12). Las mediciones se realizan con una separación de 2cm y se monitorean en tiempo real con una computadora conectada a una unidad de control.



Fig. 4.12 Sonda para el registro geofísico de pozo. La herramienta cuenta con un sensor de radiación gamma natural y electrodos de cobre dispuestos para registrar con los arreglos Normal Corta (16"), Normal Larga (64") y Lateral.

Para la medición de los SEV se utiliza un resistivímetro digital diseñado en la FCAG, que trabaja con un transmisor de corriente continua y voltímetro de alta impedancia de entrada para la medición del potencial eléctrico generado.

El transmisor tiene una fuente de tensión máxima de 250 W que inyecta corriente continua conmutada en pulsos de 1 segundo de duración. La precisión en la lectura de la corriente es 0.1 mA y de 0.01 mV en la diferencia de tensión producida.

Este instrumento realiza sucesivas mediciones dentro de cada ciclo de energización y luego efectúa el promedio de las mismas, obteniendo una estimación de la desviación estándar de cada dato.

Se utilizan carretes de 500m de cable y electrodos de acero inoxidable para la emisión de corriente y electrodos impolarizables de Cu-SO₄Cu para la medición del potencial.

Las tomografías eléctricas se midieron con un resistivímetro ARES II de GF Instruments, el cual está compuesto por un transmisor de corriente continua de 850W de potencia máxima y un receptor de diez canales (Fig. 4.13).

Para eliminar el posible efecto de ruidos y deriva de las mediciones, el instrumento efectúa un promedio de mediciones consecutivas en una serie de pulsos negativos y positivos, donde además se estima la desviación estándar en cada una de las mediciones.

El tendido de electrodos se conecta al resistivímetro con un cable multinúcleo de 28 electrodos a través de una caja conmutadora que selecciona automáticamente los electrodos que estarán activos durante la medición de la resistividad aparente.



Fig. 4.13 Resistivímetro ARES II utilizado para la medición de tomografías eléctricas, con un cable multinúcleo de 28 conectores controlado por la caja conmutadora.

5- Sector Noreste

Este capítulo presenta los resultados alcanzados en el sector Noreste de la Provincia de Buenos Aires, que abarca principalmente la ciudad de La Plata y sus alrededores. En primer lugar se efectúa una caracterización de la zona a través del análisis de los perfilajes y la descripción de pozos, y luego se estudia el modelo geoelectrico a través de los resultados de los sondeos eléctricos verticales y las tomografías eléctricas. A partir de este análisis se restringe el estudio de la relación entre los parámetros hidráulicos y geoelectricos a la Llanura Alta, donde el agua del Puelche no presenta valores altos de conductividad eléctrica, y se ajustan tres relaciones empíricas. Posteriormente, se aplican estas relaciones a los modelos obtenidos en las tomografías eléctricas y se generan las secciones 2D de transmisividad y conductividad hidráulica.

5.1 Caracterización geofísica

5.1.1 Perfilaje de pozo

Para la interpretación adecuada de cada pozo es necesario realizar un análisis integral de todos los registros geofísicos (Ainchil et al., 2006; Ainchil et al. 2007). Los perfilajes de pozos analizados permiten estimar con buena precisión el piso y techo de las Arenas Puelches, su respuesta eléctrica y las características de los Sedimentos Pampeanos. El perfil de radiación gamma natural indica la presencia de arcillas en la secuencia estratigráfica, las otras tres mediciones de resistividad son indicativas del comportamiento eléctrico de cada formación y de la porción invadida por el lodo (Schlumberger, 1958).

En este trabajo se procesaron 48 registros de conteo de gamma natural (CPS) y la resistividad normal larga en pozo. Se analiza a continuación (Fig. 5.1) las características principales de cada curva y además se estima el porcentaje de arcilla (Va) máximo esperable a lo largo de toda la perforación por medio de la Ec. 3.2.

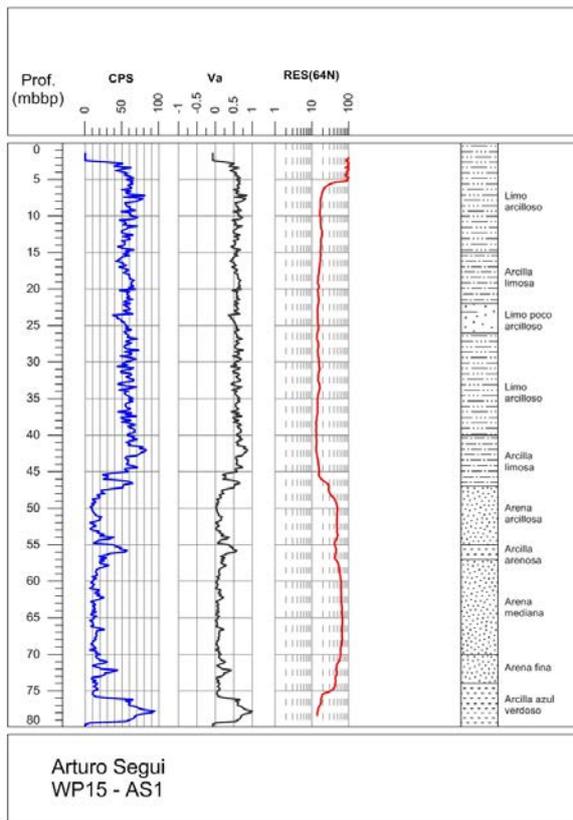


Fig. 5.1 Ejemplo de un perfilaje de pozo en la zona de estudio: registro de radiación gamma (CPS), estimación del volumen de arcilla (Va) y resistividad normal larga en función de la profundidad por debajo de la boca de pozo (mbbp). También se muestra la descripción de los sedimentos recuperados durante la perforación.

El conteo de radiación gamma natural oscila entre 50-60 CPS hasta los 42m, por debajo y hasta los 45 m se registra un leve incremento en la cuenta. En el intervalo 45-75m el conteo desciende a un valor medio de 20 CPS, con un leve aumento a los 55m. Debajo de los 75m el conteo aumenta significativamente, hasta alcanzar los 90 CPS.

Del registro de resistividad normal larga (64N) se desprende que hasta los 45m de profundidad la resistividad se mantiene próxima a los 10 Ω m, por debajo y hasta los 75m presenta un valor de 60 Ω m. En el último tramo de la curva se registra un descenso brusco de la resistividad.

Cuando se analiza la curva de cálculo para el porcentaje máximo de arcilla se ven rasgos similares a los observados en la curva GR, sin embargo a los 55m se observa un pico donde podría esperarse la presencia de sedimentos con hasta el 50% de arcilla. Este rasgo podría estar indicando la presencia de un banco de arcilla de casi 2m de espesor, que reduce el espesor efectivo del acuífero.

5.1.2 Relevamientos geoelectricos de campo

Se realizaron dieciséis sondeos eléctricos verticales (SEV) en la zona de estudio, seis se encuentran ubicados en la Planicie costera distribuidos en dirección NE-SW hacia el Río de La Plata. Los otros diez SEV se midieron en la Llanura alta y fueron ubicados próximos a locaciones en las que se cuenta con perfilajes de pozo, para comparar los espesores y resistividades inferidos con ambos métodos.

A continuación se muestran las distribuciones de resistividades obtenidas para un sondeo medido en la Llanura alta y otro en la Planicie costera. En el Anexo 1 se encuentran la totalidad de las curvas medidas y con su correspondiente modelo.

SEV-AS1: Llanura alta

Este SEV es un ejemplo de las curvas registradas en la Llanura alta (Fig. 5.2). En el gráfico se muestra la curva de resistividad aparente, el modelo propuesto y la curva calculada. También se superpone el modelo propuesto por el método SEV y el registro de resistividad normal larga.

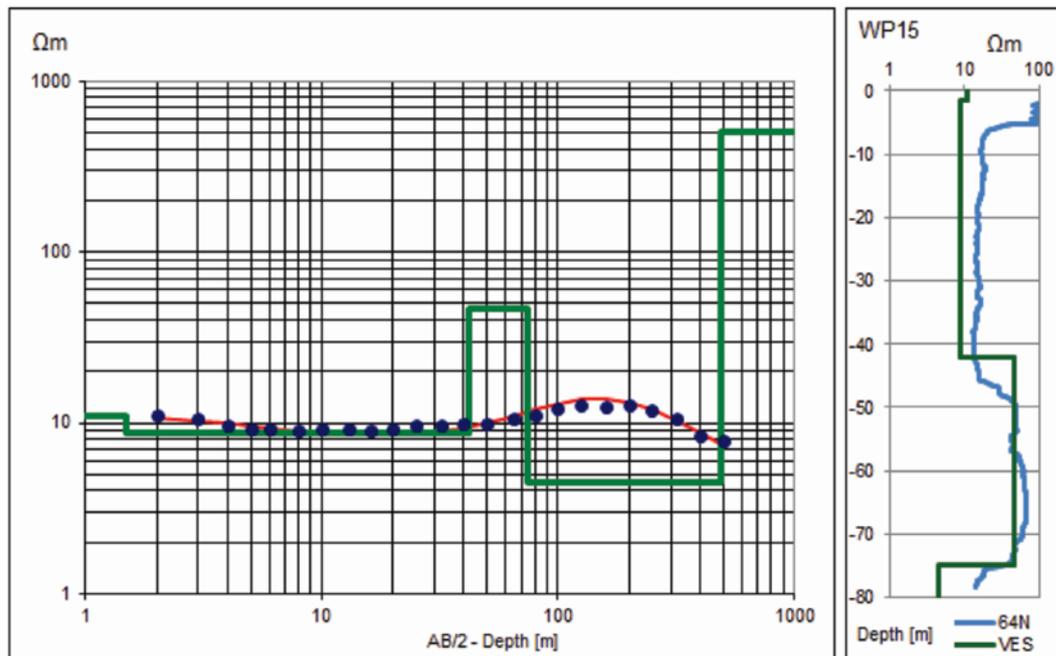


Fig.5.2.SEV-AS1. Izquierda: Curva de resistividad aparente (puntos), calculada (trazo rojo) y modelo geoelectrico propuesto (verde). Derecha: Medicion en pozo de resistividad 64N (azul) y corte geoelectrico propuesto.

Tabla 5.1. Parámetros del modelo de resistividades del SEV-AS1. Se indican las profundidades de las bases de cada capa y la resistividad “verdadera” obtenida. Este modelo presenta un error de ajuste de 5%.

PROF. [m]	RV
1.5	11
42	8.8
75	47
490	4.5
INF	500

En el modelo propuesto para el SEV-AS1 (Tabla 5.1) las primeras capas alcanzan una profundidad de 42 metros presentando valores bajos de resistividad ($9 \Omega\text{m}$). La siguiente capa presenta un espesor aproximado de 30 metros y una resistividad de $47 \Omega\text{m}$. La siguiente capa muestra un importante contraste de resistividad hacia valores bajos ($4.5 \Omega\text{m}$). Se propone como última capa de espesor infinito un basamento resistivo a partir de los 500m de profundidad, correspondiente al basamento cristalino señalado en la descripción geológica de la perforación Plaza de Armas de la ciudad de La Plata.

Se observa una buena correspondencia entre el modelo propuesto del SEV y el perfilaje de pozo (ver Fig.5.2), donde se destacan los contrastes eléctricos de todo el paquete sedimentario por encima de las arcillas de la Formación Paraná a los 75m de profundidad.

Comparando ambos métodos, el espesor estimado y la profundidad de la capa acuífero parecen ser los adecuados aunque la resistividad obtenida a partir del SEV es algo inferior al valor máximo obtenido con el arreglo normal largo (64N).

SEV-LARA2: Planicie costera

El siguiente SEV representa el tipo de curvas registradas en la Planicie costera (Fig. 5.3), donde se observa poco contraste de las resistividades aparentes medidas (2-4 Ωm).

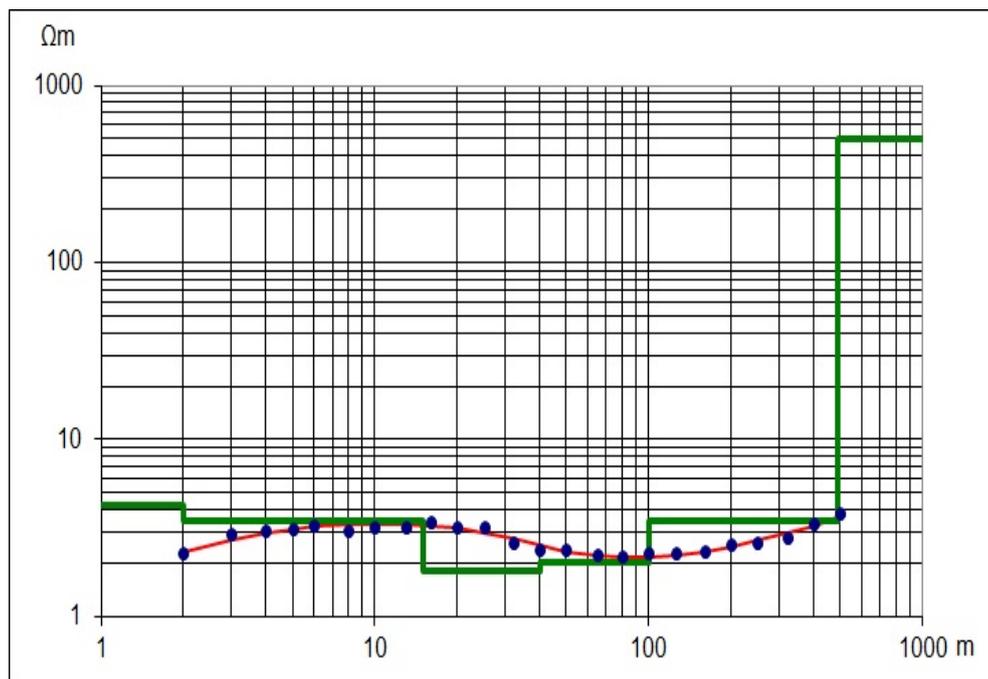


Fig.5.3. SEV-LARA2. Curva de resistividad aparente observada (puntos), calculada (trazo rojo) y modelo geoelectrico propuesto (verde).

Tabla 5.2. Parámetros del modelo de resistividades del SEV-LARA2. Se indican las profundidades de las bases de cada capa y la resistividad "verdadera" obtenida. Este modelo presenta un error de ajuste de 4.7%.

PROF. [m]	RV
0.9	1.7
2	4.2
15	3.5
40	1.8
100	2.0
490	3.5
INF	500

El corte de resistividades verdaderas propuesto para este sondeo (Tabla 5.2) muestra una secuencia de bajas resistividades (<4 Ωm .) hasta los 15m de profundidad desde la superficie del terreno. Por debajo de este espesor y hasta los 100m de profundidad se presenta una sucesión de capas de resistividad inferior a 2 Ωm . Luego hasta los 500m de profundidad la resistividad aumentaría levemente hasta 3.5 Ωm . La última capa del corte está representada por un basamento resistivo.

En este sondeo típico de la Planicie costera (Fig. 5.3) no es posible reconocer un contraste eléctrico entre los sedimentos Pampeanos y las Arenas Puelches. Esto se debe a que el acuífero Puelche posee agua con mayor salinidad en esta zona y por lo tanto hace disminuir el valor de resistividad de las arenas.

Tomografía de resistividad eléctrica

Se midieron tres tomografías eléctricas utilizando una combinación de arreglos (dipolo-dipolo, Wenner y Wenner-Schlumberger) con una separación mínima de 25m entre electrodos. Con estos arreglos y la distancia utilizada es posible alcanzar una profundidad máxima de exploración 100m.

El modelo de resistividades obtenido para la TE medida en el Parque Ecológico de la localidad de Villa Elisa, presenta una resistividad de 10 Ωm desde la superficie hasta los 25m de profundidad (Fig. 5.4). Por debajo y hasta 60m se observa un aumento de la resistividad, con valores máximos de 100 Ωm . entre las progresivas de 350-400m, 450m y 550-600m. La resistividad de las capas subyacentes muestra una progresiva disminución en sus valores hasta alcanzar un valor mínimo de 3 Ωm a partir de los 100m de profundidad.

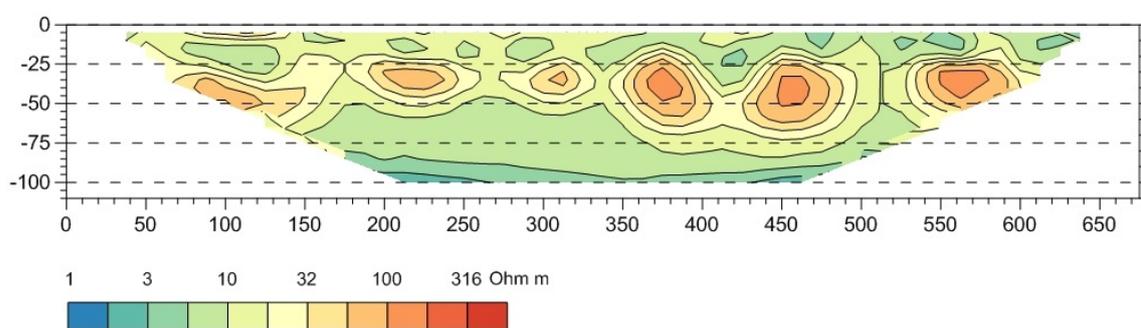


Fig.5.4. TE del Parque Ecológico. El modelo 2D de resistividad presenta un error de ajuste es de 12.5%. El eje vertical indica la profundidad en metros y en el eje horizontal se indica la progresiva en metros.

La TE medida en el predio de la República de los Niños de Gonnet, muestra un rango de resistividades similar al anterior (Fig. 5.5). A excepción de una zona superficial de alta resistividad en la progresiva de 200m, la resistividad varía entre 3-10 Ωm para el sector más somero, por encima de los 30m de profundidad. Debajo de esta profundidad y hasta los 75m se observan tres zonas de resistividad intermedia (32-100 Ωm) en las progresivas de 200, 300 y 500m. A partir de los 75m de profundidad el valor de resistividad desciende a 1 Ωm .

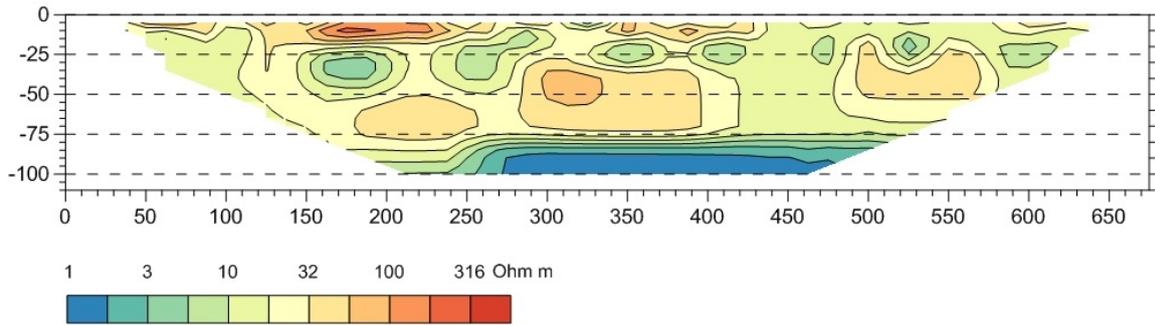


Fig.5.5. TE medida en la República de los Niños. El modelo 2D de resistividad presenta un error de ajuste es de 15.3%. El eje vertical indica la profundidad en metros y en el eje horizontal se indica la progresiva en metros.

La última sección fue medida en una zona extra urbana, próxima a la localidad de Melchor Romero, sobre la calle 501. El modelo de resistividad propuesto (Fig. 5.6) presenta un valor aproximado de 10 Ω m hasta los 25m de profundidad, luego la resistividad aumenta hasta valores de 100 Ω m hasta una profundidad máxima de 80m. El sector de mayor profundidad presenta una leve disminución de la resistividad (10 Ω m), observándose los valores mínimos a los 100m de profundidad.

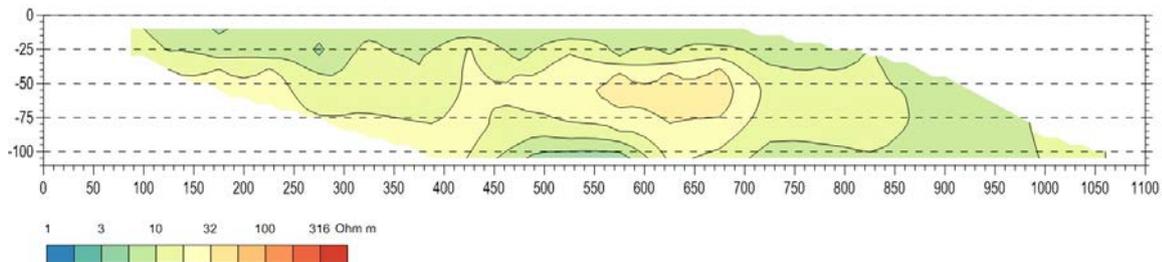


Fig.5.6. TE medida sobre la calle 501 próxima a la localidad de Melchor Romero. El modelo 2D de resistividad presenta un error de ajuste es de 12.9%. El eje vertical indica la profundidad en metros y en el eje horizontal se indica la progresiva en metros.

5.2 Determinación de parámetros hidráulicos para el acuífero Puelche

Se analizó la información de 29 pozos de explotación en los que se había realizado ensayos de bombeo escalonados con tres valores de caudal, con una duración aproximada de 12 horas. También se cuenta en 8 de los mismos pozos con ensayos de larga duración a caudal constante durante 24 horas.

Para la correcta estimación de la capacidad específica de cada pozo, se tuvo en cuenta el efecto de penetración parcial en el acuífero, siguiendo la ecuación propuesta por Kozeny (1933) en la que se determina la capacidad específica máxima de un pozo total a partir del radio del pozo y el espesor real del acuífero.

Mediante la comparación de los valores de caudal específico (Q_e) y transmisividad (T_{med}) en estos 8 pozos se ajustó una línea de regresión en un gráfico semilogarítmico (Fig.5.7) para obtener estimadores de T en el resto de 21 los pozos (Perdomo et al., 2014).

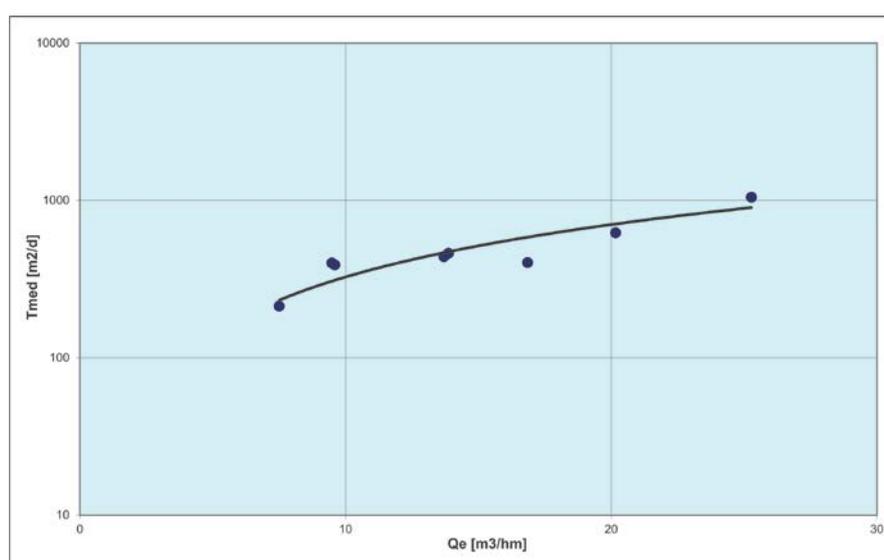


Fig.5.7. Curva de ajuste experimental entre el caudal específico (Q_e) y transmisividad hidráulica (T_{med}) para la zona de estudio.

Los datos de la Tabla 5.3 son los utilizados para obtener la recta de regresión con los siguientes parámetros de ajuste y un coeficiente de correlación de 0.85:

$$T_{\text{est}} = 37.6 Q_e - 50 \qquad R^2 = 0.85 \qquad (5.1)$$

Mediante la Ec. 5.1 se calcularon las transmisividades (Test) a partir de los valores de caudal específico. Los valores de Test concuerdan satisfactoriamente con los valores calculados (Tmed) mediante ensayos de bombeo (Tabla 5.3).

Tabla 5.3. Valores observados de caudal específico [m³/hm] y transmisividad [m²/d]. Los valores de Qe fueron corregidos por efectos de penetración parcial en el acuífero (Kozeny 1933) y los valores de Test son estimados por medio de Ec. 5.1

ID	Qe	Qe corr	Tmed	Test
PW2	9.6	9.5	400	307
PW3	10.1	9.6	389	311
PW15	16.9	20.2	623	708
PW16	10.8	13.7	439	465
PW25	10.7	13.9	462	472
PW26	6.6	7.5	213	232
PW27	12.1	16.9	403	584
PW28	18.5	25.3	1049	901

5.3 Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectrónicos

A partir de datos antecedentes (Auge et al., 2004) se generó un mapa de conductividad eléctrica (CE) del acuífero Puelche (Fig. 5.8). La distribución de CE permite reconocer que en los valores más bajos se observan en la Llanura alta y aumentan hacia el NE, hasta alcanzar los valores máximos en la Planicie costera.

Los pozos con perfilaje geofísico utilizados se ubican en la Llanura alta, donde la CE del acuífero Puelche muestran menores variaciones y un valor medio de 867 uS/cm. Por el contrario, como fue señalado en el análisis del SEV-LARA2, el acuífero Puelche en la Planicie costera presenta mayor salinidad, con valores de CE superiores a 2000 uS/cm.

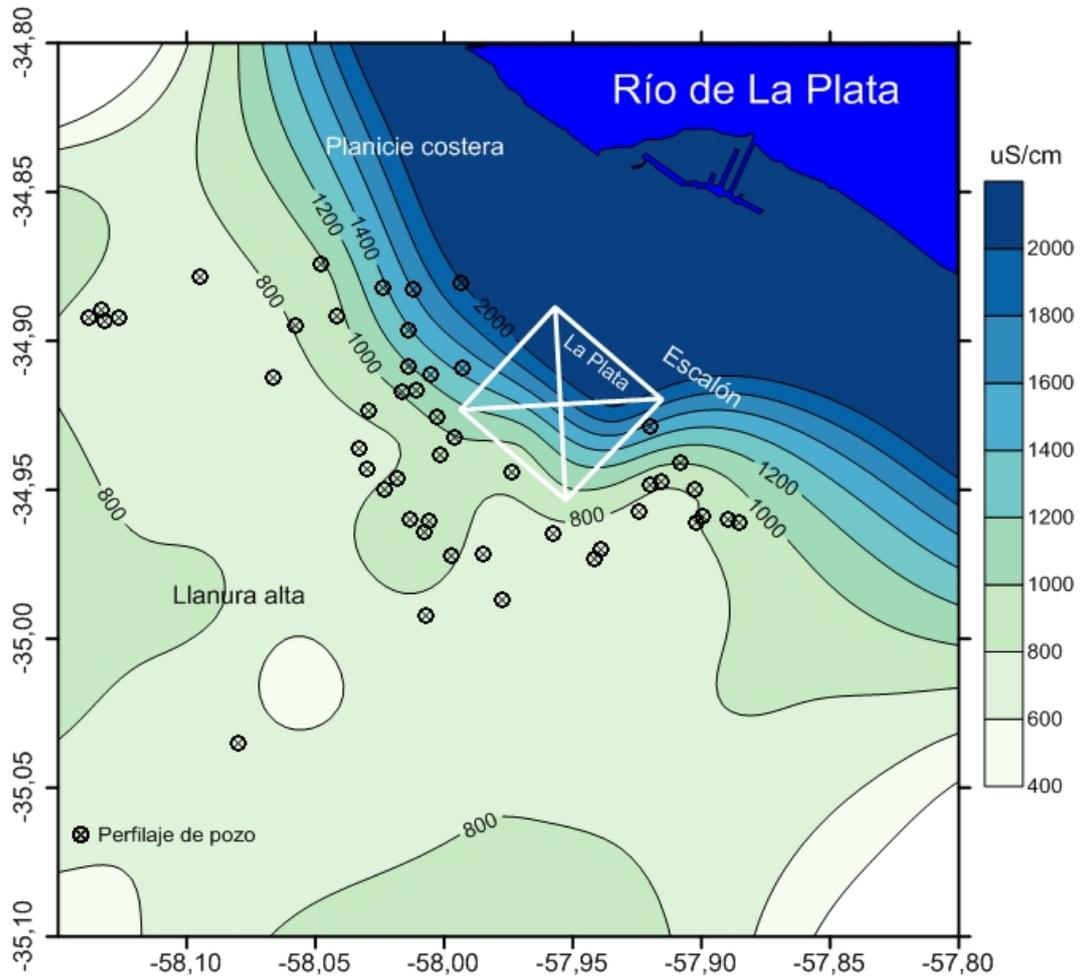


Fig.5.8. Ubicación de los perfilajes de pozo utilizados y mapa conductividad eléctrica del acuífero Puelche en el partido de La Plata. Los valores máximos se observan en la Planicie costera, mientras que en la Llanura alta el promedio es de 867 uS/cm.

Con la integración de la información de los ensayos de bombeo y los perfilajes geofísicos se ajustaron tres tipos de ley de conversión diferentes (Perdomo et al., 2014).

La primera vincula la conductividad hidráulica y el factor de formación mediante una relación potencial (Ec. 5.2). Los ejes del gráfico de la figura 5.9 tienen una escala lineal porque se calculan los logaritmos de K y FF (Fig. 5.9).

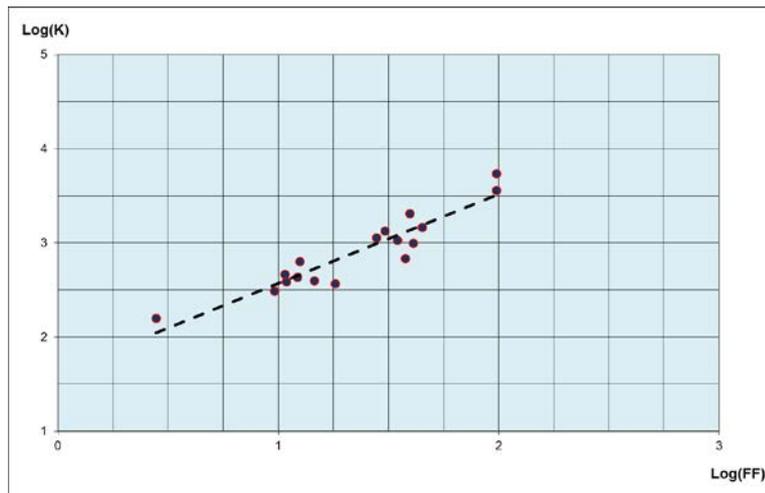


Fig.5.9. Curva de ajuste experimental entre el factor de formación (FF) y la conductividad hidráulica (K).

La siguiente expresión se obtuvo a partir del ajuste de valores de K estimado en ensayos de bombeo y el FF promedio calculado en los sectores de arenas limpias sin arcilla:

$$K=5.05 FF^{0.948} \quad R^2 = 0.87 \quad (5.2)$$

La segunda ley propuesta se realizó siguiendo una expresión exponencial (Fig. 5.10) como la propuesta por Singh (2005). Se utilizó la RT, calculada a partir del valor medio de la resistividad normal larga y la T estimada (Ec. 5.3).

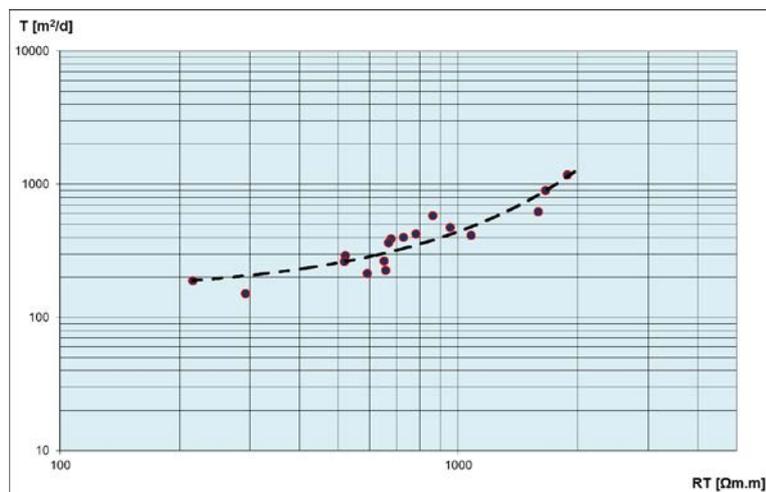


Fig.5.10. Curva de ajuste exponencial entre la resistencia transversal (RT) y la transmisividad (T).

$$T = 150 e^{0.00108 RT} \quad R^2 = 0.85 \quad (5.3)$$

Por último se ajustó, con los mismos datos, una ley también tipo potencial entre T y RT, como la sugerida por Pantelis et al. (2007) (Fig. 5.11).

$$T = 0.655 RT^{0.9345} \quad R^2 = 0.99 \quad (5.4)$$

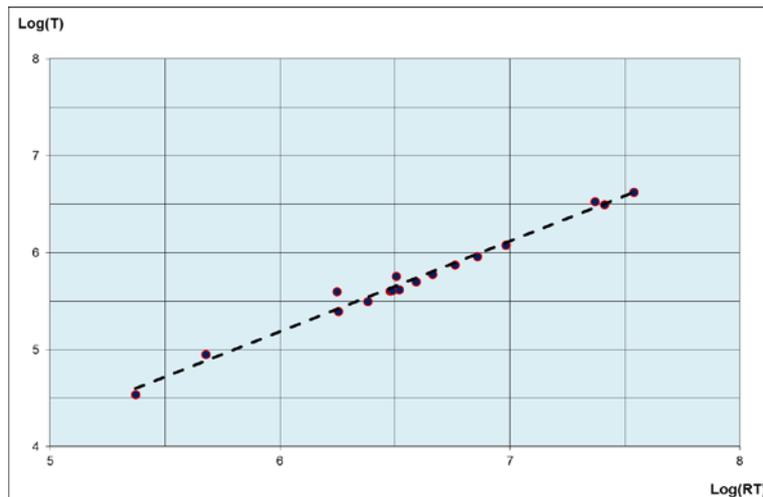


Fig.5.11. Curva de ajuste potencial entre la resistencia transversal (RT) y la transmisividad (T). Los ejes del gráfico están en escala lineal y se toman los logaritmos de las magnitudes.

Utilizando la resistividad y espesor obtenidos del perfilaje eléctrico, mediante estas relaciones se obtienen estimaciones de T y K que están dentro del rango esperable para el acuífero Puelche (Auge, 2002; Laurencena et al., 2010). Por esta razón, las tres relaciones serían igualmente válidas de utilizar, sin embargo, las relaciones entre FF-K y RT-T (potencial) podrían considerarse más adecuadas por presentar factores de correlación más altos.

5.3.1 Comparación SEV y perfilaje de pozo

En la sección anterior se relacionan las determinaciones directas de la resistividad con los ensayos de bombeo, pero además se desea probar la aplicabilidad de los métodos geoelectricos indirectos en la cuantificación de los parámetros hidráulicos.

Para comprobar si es posible hacer buenos estimaciones de T a partir de los modelos de los SEV, se calcularon los valores de RT para la capa atribuida al Puelche y se estimaron valores de T, en los mismos lugares donde se cuenta con registro de resistividad.

Factor de formación y conductividad hidráulica

Utilizando la Ec. 5.2 se calcularon las estimaciones de T a partir de los SEV (Tsev) y se comparan con las estimaciones de T de los perfilajes de pozo (Tpp) en la Tabla 5.4. Para el cálculo del FF se utilizó un valor promedio de la resistividad eléctrica del agua de 867 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (11.5 Ωm), válido para sondeos medidos en la Llanura alta. Los valores que se obtienen con el perfilaje de pozo y con los SEV presentan una buena correspondencia.

Tabla 5.4. Valores de T estimados a través de SEV y perfilaje de pozo (pp) usando la relación FF vs. K.

ID	Tsev	Tpp	RMS
LH1	239	270	2.2
LH2	421	414	0.3
LH3	695	460	6.7
AS1	631	502	3.7
AS2	609	539	1.9
HZ1	246	91	22.1
HZ2	371	189	12.9
GT2	410	315	4.6

Se observa que los valores estimados con los SEV resultan en general superiores a los obtenidos con los perfilajes, aunque en algunos casos se obtienen valores muy similares (LH1, LH2 y AS2). El error porcentual es calculado tomando logaritmos de T.

Relación exponencial entre la resistencia transversal y la transmisividad

Según los resultados obtenidos y los errores calculados (Tabla 5.5), la transmisividad hidráulica estimada mediante la aplicación del método SEV y los perfilajes eléctricos de pozo son comparables, los órdenes de magnitud de T estimados con esta ley también tienen una buena correspondencia, aunque los errores sean levemente superiores.

Tabla 5.5. Valores de T estimados a través de SEV y perfilaje de pozo (pp) usando la relación exponencial RT vs. T.

ID	Tsev	Tpp	RMS
LH1	283	307	1.4
LH2	471	460	0.4
LH3	991	521	10.3
AS1	827	589	5.3
AS2	782	654	2.7
HZ1	290	206	6.4
HZ2	404	248	8.8
GT2	441	313	6.0

Relación potencial entre la resistencia transversal y la transmisividad

En un primer análisis esta relación parecía la más apropiada por presentar el mayor factor de correlación, sin embargo las estimaciones de T que se obtienen son similares a las anteriores y los errores son del mismo orden de magnitud.

Tabla 5.5. Valores de T estimados a través de SEV y perfilaje de pozo (pp) usando la relación potencial RT vs. T.

ID	Tsev	Tp	RMS
LH1	249	279	2.0
LH2	432	424	0.3
LH3	690	467	6.3
AS1	627	510	3.3
AS2	608	546	1.7
HZ1	258	131	13.9
HZ2	377	200	12.0
GT2	409	286	6.3

5.4 Incremento de la cobertura de datos hidráulicos.

En la sección anterior, se mostró que es posible obtener buenas estimaciones de la transmisividad y conductividad hidráulica a partir de datos geoelectrónicos. En este sentido, aplicando esta metodología es posible aumentar el número de información hidráulica complementaria y mejorar la distribución de datos, mejorando la cobertura en la zona de interés.

Partiendo de 8 pozos con ensayos de bombeo de larga duración, e incorporando ensayos de rendimiento de pozos y datos geofísicos, se logró incrementar a 48 el número de locaciones con estimaciones de parámetros hidráulicos (ver Anexo 2).

La distribución de T obtenida para el área de estudio cuando se consideran sólo los 8 pozos ensayados muestra que más de la mitad de la superficie presentaría una transmisividad superior a 700 m²/día (Fig. 5.12).

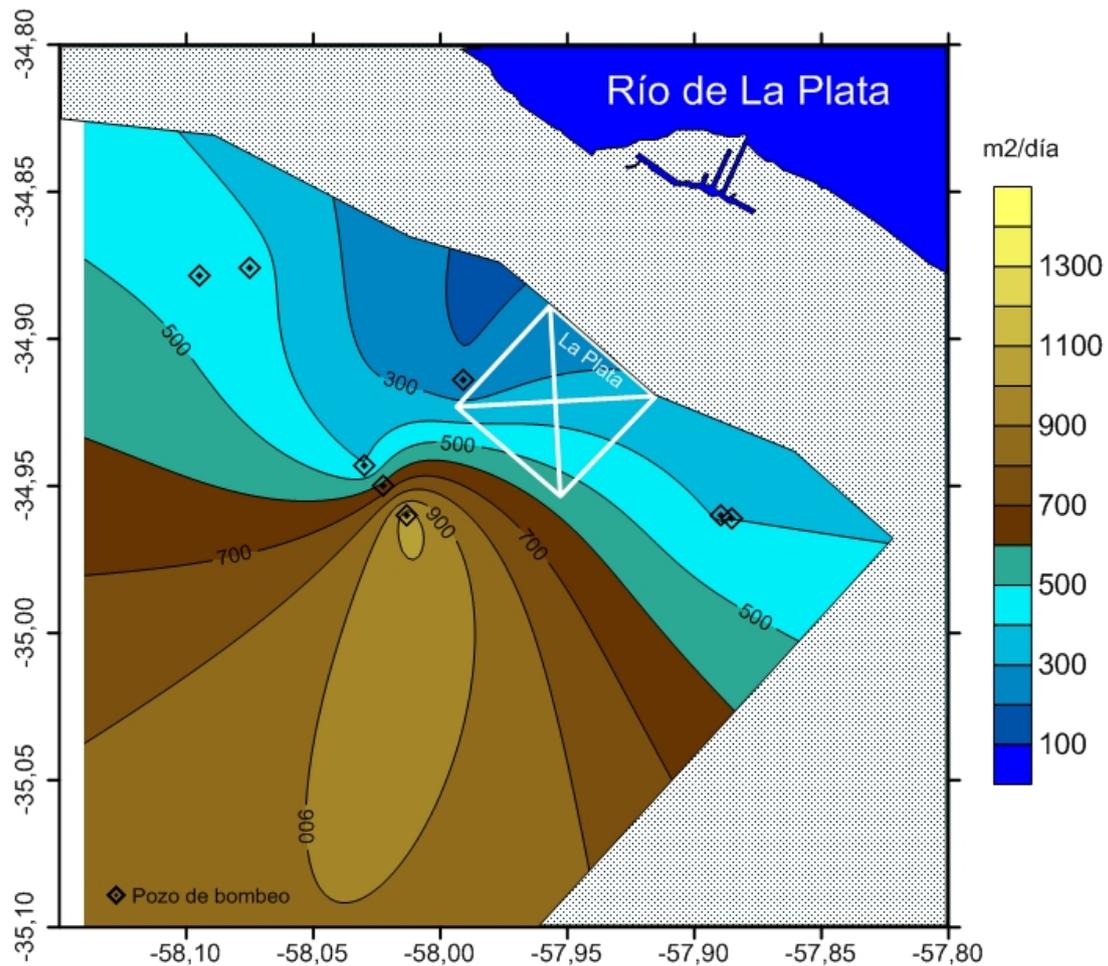


Fig.5.12. Mapa de transmisividad hidráulica del acuífero Puelche generado a partir de ensayos de bombeo.

Utilizando la relación potencial propuesta (Ec. 5.4), se calcularon valores de T a partir de los registros de resistividad en pozos. El mapa de distribución generado (Fig. 5.13) muestra una significativa reducción de la superficie donde se esperaría encontrar una transmisividad superior a 700 m²/día. Además, debido al aumento en la cantidad de locaciones con estimadores, se observa que una zona al SE de la ciudad que antes no tenía datos próximos y se estimaba un valor de 400 m²/día ahora presentaría un valor de T de 800 m²/día.

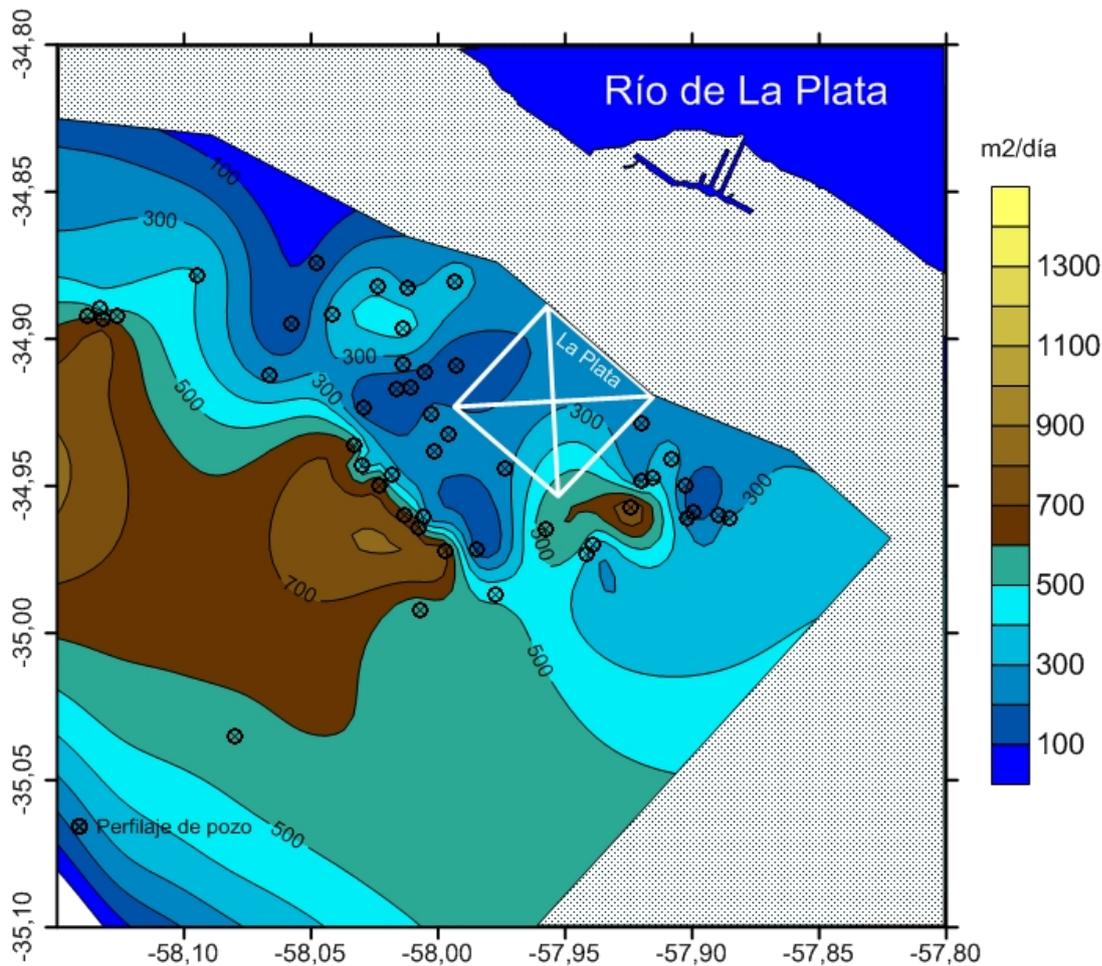


Fig.5.13. Mapa de transmisividad hidráulica calculada para el acuífero Puelche utilizando la relación potencial con registros de perfilaje eléctrico de pozo.

Este mapa también muestra que existen variaciones importantes en el comportamiento hidráulico del acuífero (T, en este caso), a pesar de que el acuífero Puelche se clasifica como un acuífero geológicamente homogéneo. Por ejemplo, en el sector SE (-34.95 S; -57.95 W) sería posible esperar zonas de baja transmisividad (300 m²/día) próximas a zonas con mayores valores (800 m²/día).

En el Anexo 3 de esta tesis se presentan los mapas generados de transmisividad hidráulica para el Sector Noreste, además de un mapa topográfico y de distribución de CE del agua del acuífero Puelche.

5.5 Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad.

Las relaciones derivadas del ajuste de datos hidráulicos y geoelectrónicos tienen validez para las Arenas Puelches, sin embargo se han calculado las secciones 2D de T, para todo el perfil de resistividad, incluyendo al acuífero Pampeano y las arcillas de la Fm. Paraná. Los valores de T estimados para estas dos unidades son imprecisos, sin embargo, se cuantifican en las secciones y es posible hacer un análisis cualitativo, debido a que presentan una baja transmisividad en relación a la derivada para el acuífero Puelche.

Para el cálculo de sección 2D de T, se utilizó el valor de la resistividad y el espesor de cada celda de la grilla del modelo. Para cada celda se estimó un valor de T utilizando la ley de conversión propuesta y se graficó a modo de perfil. Las secciones propuestas se presentan en el Anexo 4.

Secciones 2D de transmisividad

A continuación se muestra la sección de transmisividad calculada a partir de la distribución de resistividades obtenida en el Parque Ecológico, siguiendo la relación RT-T potencial (Ec. 5.4).

El pozo exploratorio más próximo a esta sección describe que el acuífero Puelche está compuesto por una sucesión de arenas finas a medianas desde los 27-53m de profundidad y la transmisividad estimada mediante el ensayo de bombeo fue de 439 m²/d.

La sección 2D de T (Fig.5.14) muestra para el acuífero Puelche valores en el rango 75-500 m²/d. Hacia el inicio de la línea aparecen tres zonas con valores de T entre 200-

300 m²/d, mientras que las zonas de mayor transmisividad aparecen en las progresivas 375, 450 y 575m.

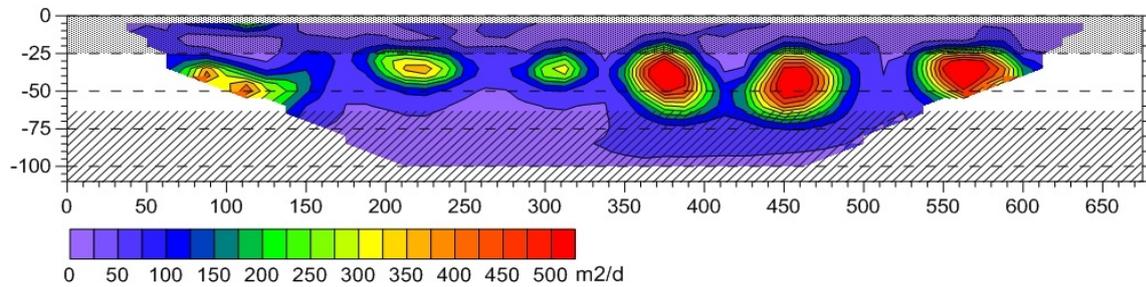


Fig.5.14. Sección 2D de transmisividad hidráulica calculada. El pozo más próximo señala el techo y base de las Arenas Puelches a los 27 y 53m respectivamente.

La siguiente sección 2D de transmisividad fue derivada para la TE medida en la República de los Niños. La distribución de T calculada para el acuífero Puelche en este sector presenta valores entre 100 y 350m²/d. Según la perforación más próxima el Puelche se desarrolla por debajo de los 30m de profundidad con un espesor de 20m aproximadamente, y se infiere una transmisividad de 363 m²/d (Fig. 5.15).

En esta sección se puede ver una zona de 300 m²/d en la progresiva de 225m por debajo de los 60m y hasta los 75m de profundidad. Por el contrario, en la progresiva de 450m se estima un valor de 75 m²/d dentro del rango de profundidades atribuibles a la zona de arenas acuíferas.

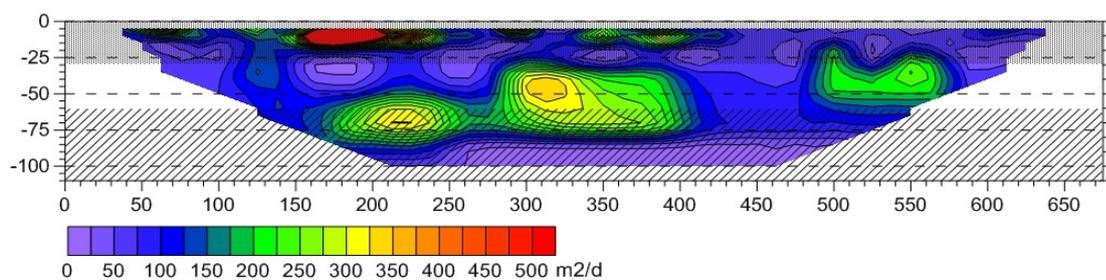


Fig.5.15. Sección 2D de transmisividad hidráulica calculada. El pozo más próximo señala el techo y base de las Arenas Puelches a los 27 y 53m respectivamente.

En la zona rural donde se midió la TE sobre la calle 501 (Melchor Romero), el pozo más próximo se encuentra a una distancia de 2.5km, y se determinó que las arenas correspondientes al acuífero Puelche se desarrollan desde los 40m de profundidad con un espesor de 30m. El ensayo de bombeo permitió estimar una T de 403 m²/d.

Mediante la sección 2D calculada de T es posible identificar una zona de transmisividad superior a los 200m²/d entre las progresivas de 500 y 700m (Fig.5.16). También se observan zonas de baja transmisividad en las progresivas de 250-400m y desde los 700m hasta el final de la línea (T=100 m²/d).

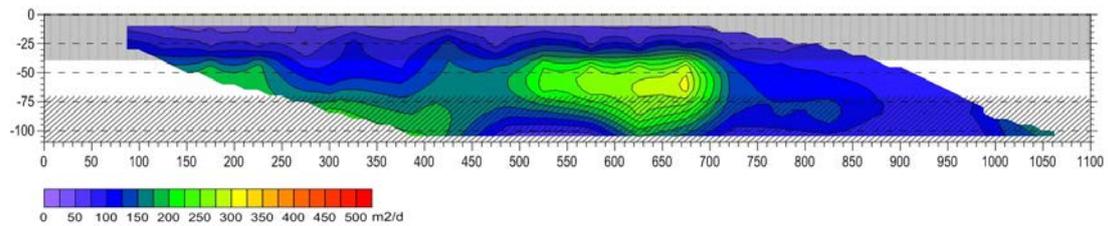


Fig.5.16. Sección 2D de transmisividad hidráulica calculada. El pozo más próximo señala el techo y base de las Arenas Puelches a los 27 y 53m respectivamente.

6- Sector Costero Norte

El siguiente capítulo presenta los resultados alcanzados en el Partido de la Costa, comenzando por una caracterización geoelectrica por medio de SEV, TE, registros gamma natural y la descripción litológica de pozos. El modelo geoelectrico derivado concuerda con el modelo hidrogeológico que se analizó en los antecedentes, presentando en forma sintética tres zonas: la zona no saturada con una respuesta muy resistiva, luego la zona acuífera con resistividades intermedias y la base conductiva, compuesta por arcillas y arenas con agua salobre. Por último se ajustan los datos hidráulicos y geoelectricos y se aplican a las TE medidas en la parte central del médano costero, fuera de la influencia del agua subterránea salobre del mar y la Llanura deprimida.

6.1 Caracterización geoelectrica

Se efectuaron relevamientos de campo donde se recopiló nueva información geoelectrica a través de 29 SEV y 13 tomografías eléctricas (Anexos 5 y 6). También se analizaron datos de SEV medidos durante la campaña del año 1989 para la evaluación del sector costero (CFI, 1990b).

En la localidad de San Clemente del Tuyú fueron reprocesados estos SEV antecedentes usando los mismos métodos y algoritmos, para obtener modelos consistentes con los SEV actuales. En particular se incrementó el número de sondeos, consiguiendo una mayor densidad de información geoelectrica. También se efectuaron campañas en las localidades de Santa Teresita, Mar de Ajó y Punta Médanos, para validar la información antecedente.

6.1.1 Perfilaje radiación gamma natural

La falta de cohesión en los sedimentos arenosos de la zona exige que el proceso de perforación y colocación de filtro y camisa sea expeditivo, debido a que pueden producirse desmoronamientos en las paredes del pozo, con la consecuente reducción de la profundidad final y el riesgo de que la herramienta de pozo quede atrapada. Esta situación dificulta la medición de perfilajes eléctricos, sin embargo se decidió medir perfiles de gamma natural luego de encamisado los mismos.

De acuerdo a la descripción litológica de los pozos se ha prestado especial atención a los espesores de las arenas del acuífero freático y a determinar la posible presencia de intercalaciones arcillosas en este espesor.

Los registros de gamma natural (Fig.6.1) son uniformes, presentando leves oscilaciones a partir de un valor medio de 35-40 CPS para las arenas acuíferas. El valor máximo de 45 CPS podría atribuirse a la presencia de arcillas.

Esta uniformidad en los registros GR concuerda con la descripción de litológica de las perforaciones, donde se observaron leves variaciones en el tamaño de los sedimentos arenosos del acuífero costero.

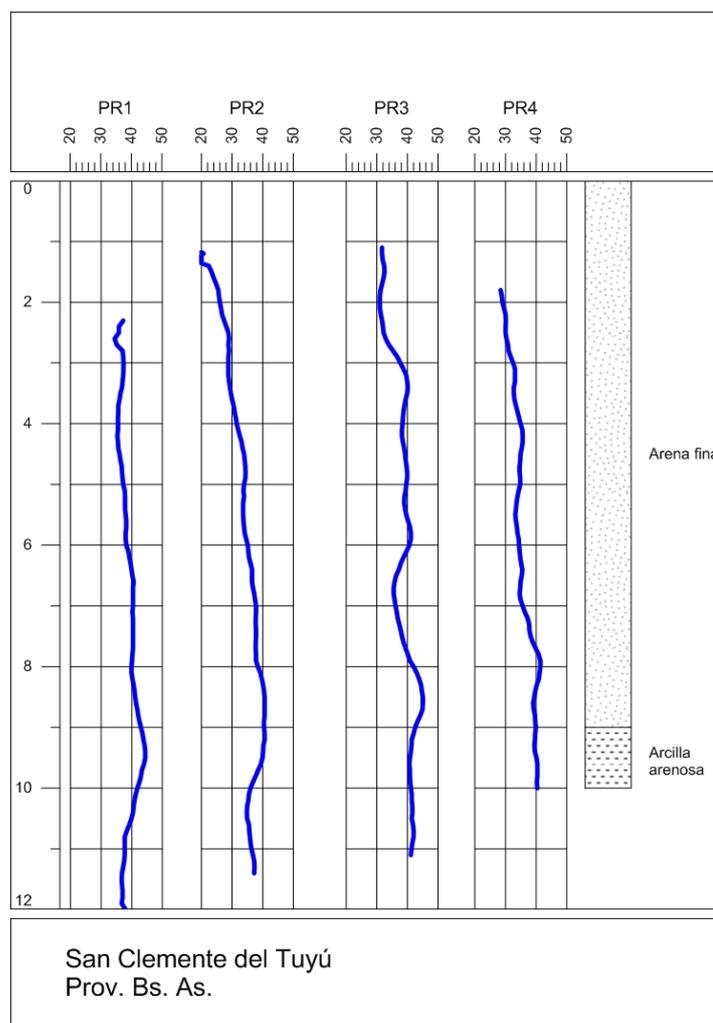


Fig. 6.1. Registros de radiación gamma natural para cuatro pozos en la localidad de San Clemente del Tuyú. Las curvas muestran leves variaciones próximas a un valor medio de 40 CPS.

6.1.2 Relevamientos geoelectricos de campo

Se realizaron 29 SEV en las localidades de San Clemente del Tuyú, Santa Teresita, Mar de Ajó y Punta Médanos, en la modalidad Schlumberger, con una apertura máxima de 400m entre los electrodos de corriente.

A modo de ejemplo se muestra la curva de campo SEV-B1 (Fig. 6.2) medida en la localidad de San Clemente del Tuyú próxima a la perforación CFI-SHN-1, el cual posee la descripción de los sedimentos atravesados.

SEV-B1

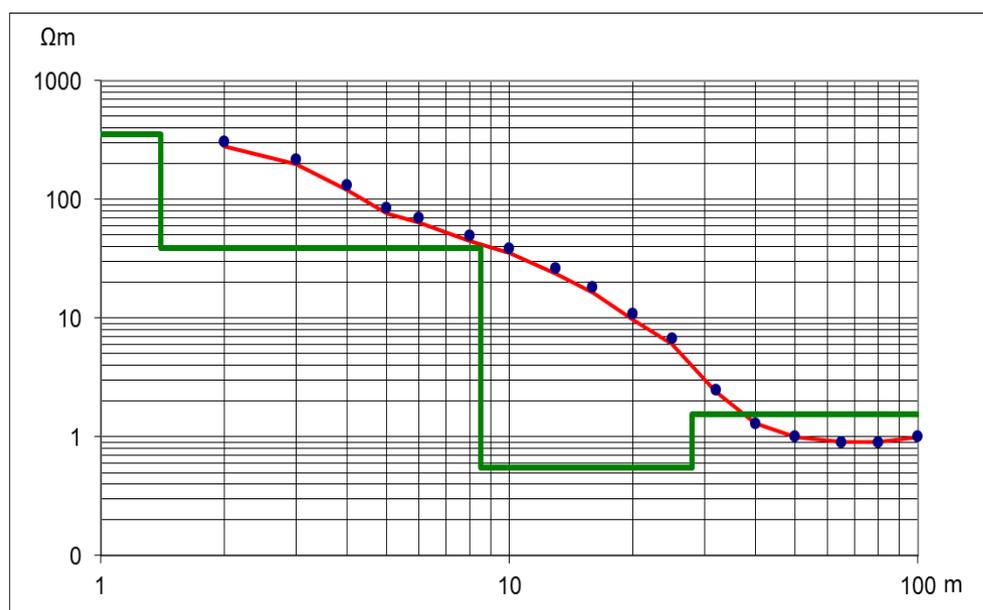


Fig. 6.2. SEV-B1. Curva de resistividad aparente observada (puntos), calculada (trazo rojo) y modelo geoelectrico propuesto (verde).

Tabla 6.1. Parámetros del modelo de resistividades del SEV-B1. Se indican las profundidades de las bases de cada capa y la resistividad “verdadera” obtenida. Este modelo presenta un error de ajuste de 4.5%.

PROF. [M]	RV
1.4	350
8.5	39
28	0.55
INF	1.6

El modelo de resistividades propuesto (ver Tabla 6.1) presenta un error de ajuste de 4.5%. La primera capa de alta resistividad presenta un espesor superior a 1m y puede ser atribuido a la zona no saturada. A continuación aparece una capa de valor intermedio (39 Ωm) hasta los 9m de profundidad, asignables al acuífero de agua dulce.

Finalmente, aparecen dos capas de resistividad notablemente inferior, posiblemente debido al aumento de la salinidad del agua de saturación o a la presencia de arcillas.

En síntesis las interpretaciones realizadas para los SEV próximos a los pozos del área de estudio indican que las resistividades asignables al acuífero freático muestran valores en el rango de 10-100 Ωm con espesores variables entre 5 y 14m (Tabla 6.2).

Para la zona no saturada (ZNS) se observan altas resistividades, superiores a los 300 Ωm , debido a escasa humedad del suelo y la débil cohesión de las arenas eólicas superficiales.

Los valores atribuidos a la ZNS y a la capa acuífera contrastan fuertemente con los valores obtenidos en las arcillas que constituyen la base del acuífero cuya resistividad oscila entre 1 y 3 Ωm .

Tabla 6.2. Interpretación de los rangos de resistividad “verdadera”.

RESISTIVIDAD [Ωm]	ASIGNACION
> 100	Zona no saturada (ZNS)
100 – 10	Arenas con agua dulce (acuífero)
10 – 1	Zona de transición (ZT)
< 1	Arcillas / agua con elevada salinidad

Estos valores de resistividad poseen un contraste que es identificable con el método propuesto y, por lo tanto, permite detectar y reconocer el comportamiento eléctrico de las arenas del acuífero freático (Perdomo et al., 2011b).

Tomografía de resistividad eléctrica

Se describe a continuación las distribuciones de resistividades obtenidas para tres tomografías eléctricas realizadas en la zona próxima a la Llanura deprimida, en el sector central del médano y la zona de playa en la localidad de San Clemente del Tuyú.

Llanura deprimida

El perfil analizado con la TE-7 atraviesa una zona baja, anegada al momento de realizar la prospección y caracterizada por la presencia de cañadas y cangrejales. La distribución de resistividades propuesta (Fig. 6.3) muestra en gran parte características de muy baja resistividad (valores inferiores a $1.6 \Omega\text{m}$), en concordancia con las características de un acuífero de agua salobre.

Sin embargo, desde el inicio del perfil hasta la progresiva de 40m las resistividades aumentan a valores intermedios ($16\text{-}50 \Omega\text{m}$) hasta una profundidad de 10m. Este comportamiento podría deberse a la presencia de bancos de arena, donde podría albergarse agua de menor salinidad.

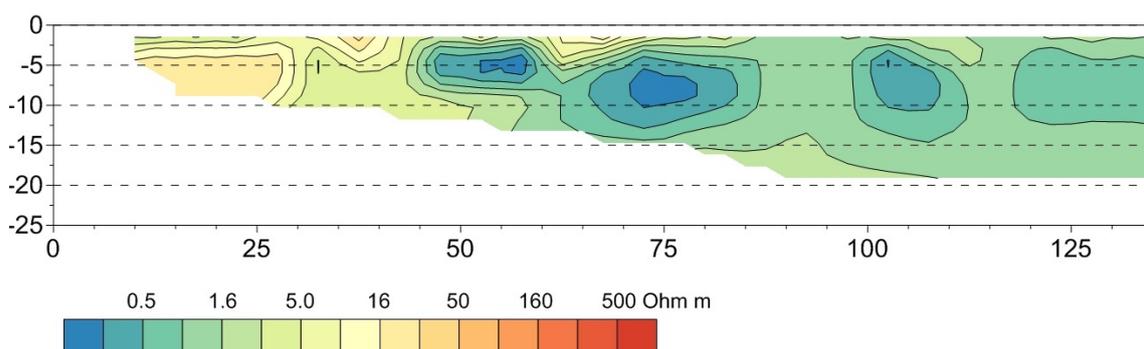


Fig. 6.3. TE-7. El modelo de resistividades presenta un error de ajuste de 9.1%. Los colores azul y verde indican zonas de baja resistividad mientras que los amarillos y naranjas zonas más resistivas.

Médano costero

Puede observarse que presentan una ZNS de muy alta resistividad con un espesor máximo de 4m. Por debajo se caracteriza a la zona acuífera con valores de resistividad intermedia (16-160 Ohm m.), apoyada sobre una zona conductiva que se desarrolla desde los 10m hasta la profundidad máxima de exploración (Fig. 6.4).

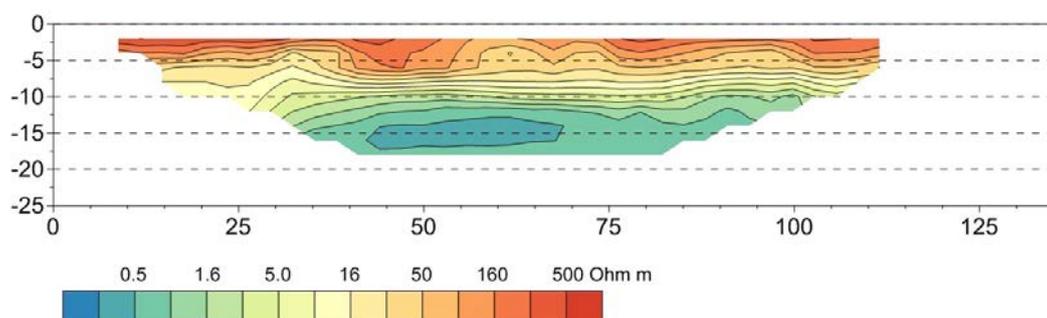


Fig. 6.4. TE-2. El modelo de resistividades presenta un error de ajuste de 12.3%. Los colores azul y verde indican zonas de baja resistividad mientras que los amarillos y naranjas zonas más resistivas.

Zona de playa

En la TE planteada (Fig. 6.5) se ve el comportamiento resistivo de la zona no saturada (ZNS), la zona acuífera con resistividades intermedias (16-160 Ohm m) por encima de una capa conductiva, debido a la presencia de agua de elevada salinidad.

Un comportamiento anómalo se observa en la progresiva de 80m hacia el final de la sección con resistividades intermedias el agua salina proveniente del mar (1.6 Ω m) y el acuífero de agua dulce (10 Ω m). Esto podría atribuirse a una zona de mezcla con diferentes grados de salinidad en el agua.

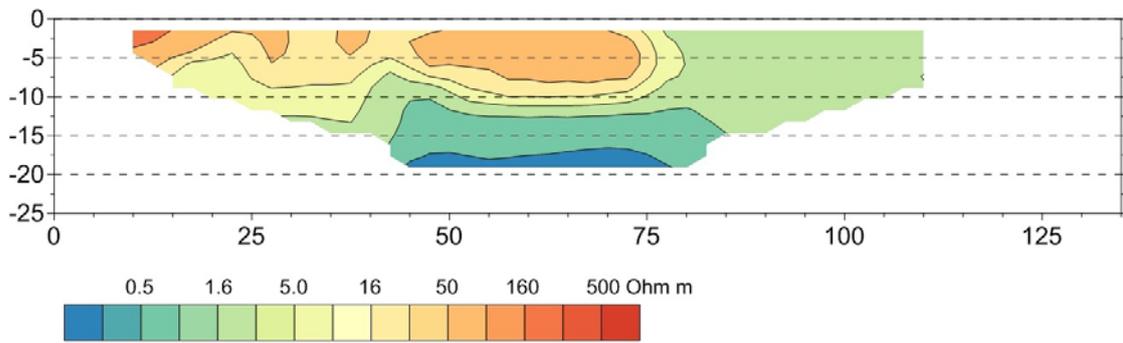


Fig. 6.5. TE-8. El modelo de resistividades presenta un error de ajuste de 12.3%. Los colores azul y verde indican zonas de baja resistividad mientras que los amarillos y naranjas zonas más resistivas.

Cuando se compara con los SEV, las tomografías eléctricas presentan los mismos valores de resistividad para la zona no saturada y la base conductiva, además de reconocer variaciones laterales para la resistividad dentro de la zona acuífera (10-100 Ωm).

6.2 Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectricos

Los valores de transmisividad y conductividad hidráulica corresponden a ensayos antecedentes (CFI, 1990c) para las localidades de San Clemente del Tuyú, Santa Teresita, Mar de Ajó, Punta Médanos y Estancia Rincón de Cobo. Además se han realizado cuatro nuevas perforaciones en la planta de bombeo de San Clemente, donde se han efectuado ensayos de bombeo para validar estos parámetros.

El rango de valores observados para el acuífero libre en la zona costera presenta una buena dispersión, con un mínimo de 110 $\text{m}^2/\text{día}$, un máximo de 513 $\text{m}^2/\text{día}$ y un valor medio de 300 $\text{m}^2/\text{día}$ (Tabla 6.3). Estos valores son adecuados para un acuífero compuesto por arenas medias a finas y de poca potencia (Custodio y Llamas, 1996).

Próximo a cada una de las perforaciones se midieron SEV, que fueron ajustados utilizando como información a priori la descripción de los sedimentos del pozo, las variaciones observadas en el registro GR y la medición del nivel freático. Esta información adicional condiciona el espesor de las capas del subsuelo permitiendo hacer una mejor estimación de la resistividad eléctrica.

Las relaciones empíricas propuestas para la zona costera se ajustaron utilizando los parámetros hidráulicos y geoelectrónicos obtenidos a partir de la interpretación de los SEV (Tabla 6.3).

Tabla 6.3 Parámetros hidráulicos y geoelectrónicos para la región costera.

ID	T [m ² /d]	K [m/d]	FFm	ESP [m]	RV [Ωm]	RT [Ωm ²]
SCT-1	110	16	1.0	7.0	12	201
SCT-2	150	21	2.4	7.1	39	277
TERE	104	17	2.2	6.0	27	162
MAJO	513	48	2.7	10.7	102	1091
PMED	435	32	3.3	13.8	73	1007
COBO	473	34	2.8	13.9	75	1043

La primera relación potencial propuesta ajusta valores de conductividad hidráulica y factor de formación (Ec. 6.1), utilizando la CE del agua medida in-situ, con valores que varían entre 260 y 855 uS/cm. La dispersión presente en los datos genera un factor de correlación bajo y por lo tanto, un ajuste que resulta poco satisfactorio (Fig. 6.6).

$$K=14 FF^{0.7} \quad R^2 = 0.475 \quad (6.1)$$

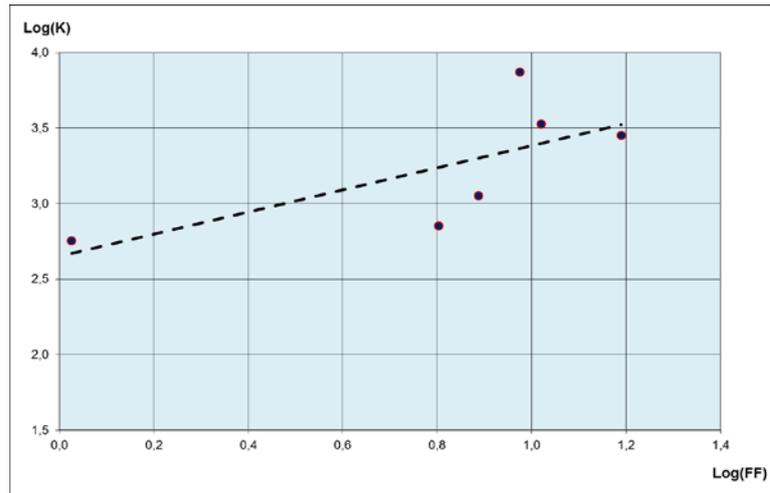


Fig. 6.6. Curva de ajuste entre la conductividad hidráulica y el factor de formación calculado con mediciones de conductividad eléctrica del agua de cada pozo.

Si en cambio se utiliza un valor promedio para la CE del agua (564 uS/cm), el ajuste mejora consiguiendo un mejor factor de correlación (Fig. 6.7). Esta relación puede interpretarse como un ajuste entre la resistividad “verdadera” y conductividad hidráulica, donde el valor medio de CE cumple la función de un factor de escala (Ec. 6.2).

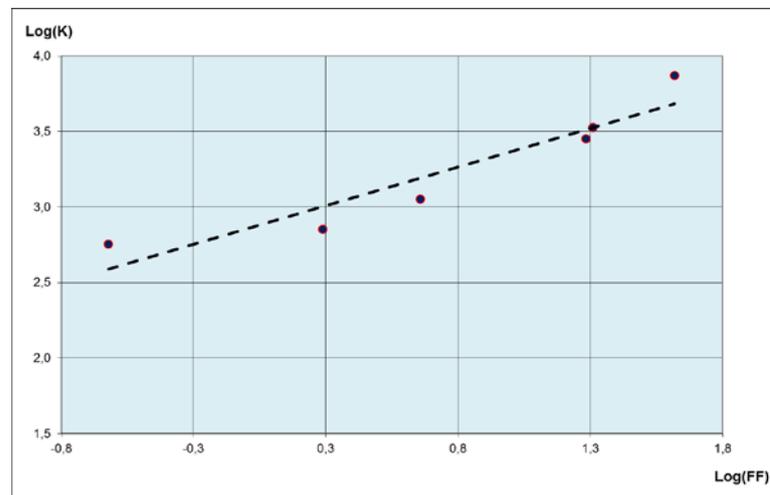


Fig. 6.7. Curva de ajuste entre la conductividad hidráulica y el factor de formación calculado con el valor medio de la conductividad eléctrica del agua (564 uS/cm).

$$K=18 FF^{0.5} \quad R^2 = 0.885 \quad (6.2)$$

El siguiente ajuste busca una relación exponencial entre la RT y T (Fig. 6.8). El parámetro geoelectrónico se obtiene del modelo de ajuste para los SEV y la transmisividad estimada con los ensayos de bombeo y el espesor observado en la descripción litológica. El factor de correlación resulta mejor que el obtenido en la relación de FF vs. K. (Ec. 6.3).

$$T = 83.6 e^{0.00166 RT} \quad R^2 = 0.992 \quad (6.3)$$

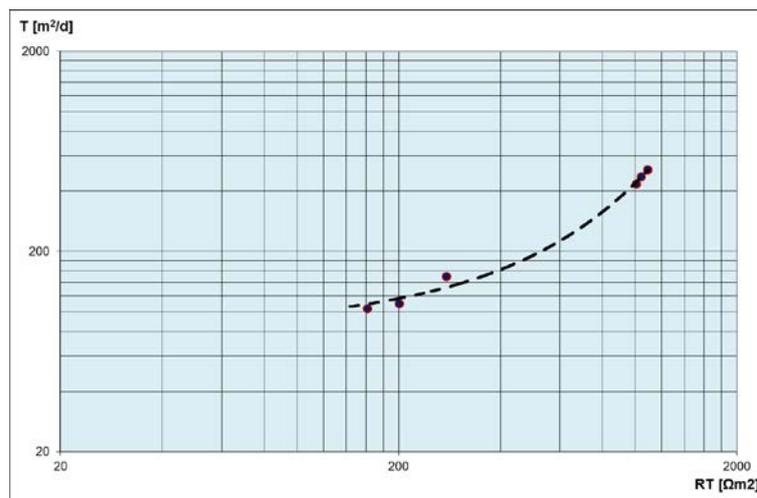


Fig. 6.8. Ajuste exponencial entre la resistencia transversal de los SEV y la transmisividad hidráulica del acuífero freático.

También se ajustó una curva tipo potencial entre RT y T (Ec. 6.4), como la sugerida por Pantelis et al. (2007). Para ajustar esta curva el gráfico presenta los ejes en escala lineal y se calculan los logaritmos de ambas magnitudes (Fig. 6.9).

$$T = 1.126 RT^{0.846} \quad R^2 = 0.996 \quad (6.4)$$

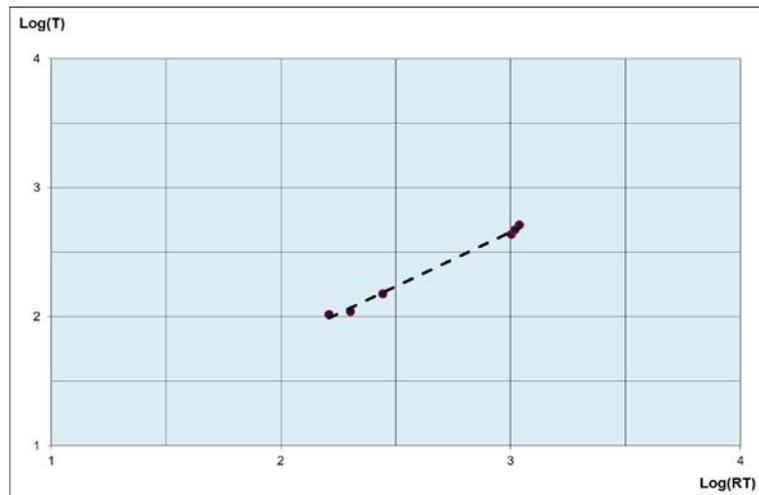


Fig. 6.9. Ajuste potencial entre la resistencia transversal de los SEV y la transmisividad hidráulica del acuífero freático. Se utilizan escalas lineales para los ejes y se grafican los logaritmos de las magnitudes.

6.5 Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad.

Para la estimación de los parámetros hidráulicos se utilizan las tomografías eléctricas medidas en la parte central del médano, alejadas de las zonas de interacción con agua salobre subterránea proveniente de la Llanura deprimida al oeste y del mar desde el este.

Las secciones de resistividad fueron medidas con una separación mínima entre electrodos de 5m, una longitud total mínima de 135m y se utilizó una combinación de arreglos para mejorar la resolución del método.

Partiendo de esta distribución de resistividades, fue posible aplicar las relaciones propuestas y generar secciones 2D de transmisividad hidráulica y conductividad hidráulica estimada.

Para cada sección se calculó la resistencia transversal, tomando el valor de resistividad “verdadera” y el espesor de cada celda, obtenidos luego de la inversión. Se

consiguió estimar un valor de T para cada celda del modelo y luego se graficó en forma de sección o perfil 2D.

Se analizan los resultados obtenidos para tres casos diferentes: San Clemente del Tuyú, Costa del Este y Punta Médanos.

Sección 2D de transmisividad San Clemente del Tuyú

La sección 2D de transmisividad fue calculada utilizando la Ec. 6.4., y presenta valores entre 90 y 210 m²/d (Fig. 6.10). El acuífero freático se desarrolla entre los 2m y los 12m de profundidad, presentando una transmisividad hidráulica media de 100 m²/día. Hacia la progresiva de 50m aparece la zona con un valor máximo de 210 m²/d, con un espesor aproximado de 2m.

La base del acuífero presenta una disminución en los valores de T, debido a la baja resistividad que muestran los sedimentos, posiblemente producida por el aumento de la salinidad del agua o la presencia de material arcilloso.

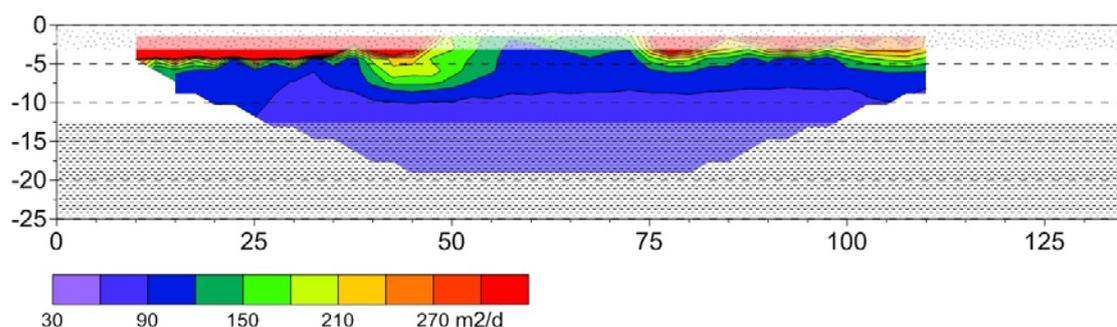


Fig. 6.10. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la localidad de San Clemente del Tuyú. El acuífero freático se desarrolla desde los 2m y tiene un espesor aproximado de 10m.

Sección 2D de transmisividad Costa del Este

En la localidad de Costa del Este, al sur de San Clemente, la potencia del acuífero aumenta, con el nivel freático a los 1.5m de profundidad y una profundidad final próxima a los 18m. La distribución de transmisividad estimada muestra valores en el rango 90-210m²/d. El valor máximo de T se observa entre las progresivas de 50 y 75m, se destaca una región de 120m²/d al inicio de la línea hasta los 15m de profundidad y otra región de 170m²/d entre las progresivas de 90 y 100m (Fig. 6.11).

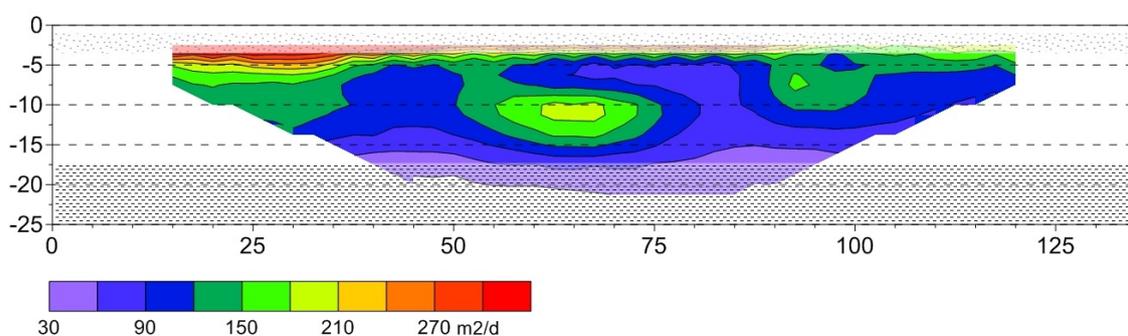


Fig. 6.11. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la localidad de Costa del Este. El acuífero freático se desarrolla hasta los 18m de profundidad.

Sección 2D de transmisividad Punta Médanos

La información de las perforaciones analizadas en la zona de Punta Médanos indica que el acuífero freático se desarrolla hasta los 18m de profundidad, por debajo se desarrolla un acuífero con características de semiconfinado y con un espesor aproximado de 30m. Por esta razón la distancia entre electrodos de la tomografía eléctrica en esta zona fue de 25m, para reconocer e identificar el comportamiento de todo el sistema acuífero.

A partir de la TE medida sobre el acceso al faro se obtuvo la sección 2D de transmisividad hidráulica (Fig. 6.12). La T estimada para el acuífero freático presenta un

valor medio de 350 m²/d y un valor máximo superior a los 750m²/d, siendo los valores más altos determinados en todo el partido de la Costa.

A la profundidad de 20m se presenta una disminución en los valores de T, observándose una zona de 90 m²/d entre las progresivas de 200 y 500m. Entre los 25 y los 60m de profundidad se observa un nuevo aumento en los valores de T, con un valor promedio de 210 m²/d y un máximo que alcanza los 450m²/d.

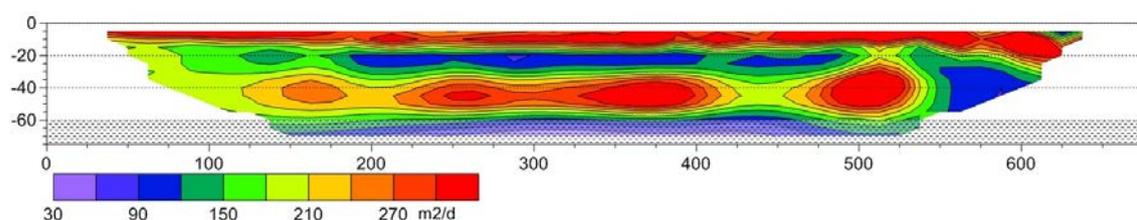


Fig. 6.12. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la región de Punta Médanos. En esta sección se estiman valores de T para el acuífero freático y el acuífero semiconfinado más profundo.

De acuerdo a los resultados mostrados en estas tres secciones de transmisividad hidráulica, se observa un aumento de los valores relativos de la transmisividad media para el acuífero freático desde San Clemente del Tuyú hasta Punta Médanos, en dirección Norte-Sur (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Transmisividad media estimada para el acuífero freático con tomografías eléctricas.

LOCALIDAD	T MEDIA [m ² /d]
San Clemente	106
Costa del Este	211
Punta Médanos	350

Además, en la región de Punta Médanos fue posible identificar la presencia de un acuífero más profundo y estimar un valor medio de T de 210m²/d, equivalente a los 200m²/d señalados como representativo en los ensayos antecedentes (CFI, 1990c).

7- Sector Costero Sur

Las secciones que siguen comienzan con una caracterización eléctrica del medio en el Partido de Pinamar, para comprobar el modelo hidrogeológico señalado en los antecedentes. Por medio de las TE, además de los SEV y los perfilajes, es posible interpretar que el sistema acuífero se compone de una alternancia de arenas de diferente granulometría y en algunos sectores podría observarse la presencia de arcilla, que genera zonas de diferente conductividad hidráulica y por lo tanto se trataría de un sistema hidrogeológico interconectado. Por esta razón, se propone un análisis más simple de la relación entre transmisividad hidráulica y resistencia transversal, ajustando un factor de proporción relativo a conductividad hidráulica y eléctrica del acuífero en los pozos ensayados. Cuando se aplica esta relación a las TE se obtienen secciones 2D de transmisividad que presentan variaciones en algunas decenas de metros de distancia y que justifican la necesidad de utilizar las TE por sobre los SEV.

7.1 Caracterización geoelectrica

En este sector costero de la provincia de Buenos Aires se realizaron campañas de SEV y tomografías eléctricas para caracterizar el acuífero. Posteriormente se efectuaron perforaciones exploratorias en cinco localidades del partido: Montecarlo, Pinamar, Valeria del Mar, Ostende y Cariló (ver Anexo 7).

Las perforaciones fueron realizadas en diferentes puntos a lo largo de la parte central del Médano Costero. En estos pozos se midió la radiación gamma natural luego de encamisado los mismos y en las cercanías se midieron SEV y tomografías eléctricas.

Como se menciona en los antecedentes el esquema hidrogeológico de esta zona es más complejo que en el sector norte, presentando zonas de diferente comportamiento hidráulico. También se señala que las unidades acuíferas no estarían completamente aisladas, por ello uno de los objetivos de la aplicación de tomografías eléctricas es ayudar a comprender el modelo geológico local.

7.1.1 Perfilaje de radiación gamma natural

Los registros de gamma natural se interpretan siguiendo la descripción litológica de los pozos realizados en Montecarlo, Pinamar, Ostende, Valeria del Mar y Cariló. En general se observa que presentan un valor medio de 20-35 CPS para las arenas acuíferas y un valor máximo de 40 CPS, para las intercalaciones de arcilla (Fig. 7.1).

En la descripción geológica realizada durante la perforación, señala que se han observado granulometrías de arenas finas con presencia de conchillas y arcilla en algunos niveles, esto también es observado en los registros GR, donde se pueden identificar leves apartamientos del valor medio registrado donde se observaron cambios litológicos.

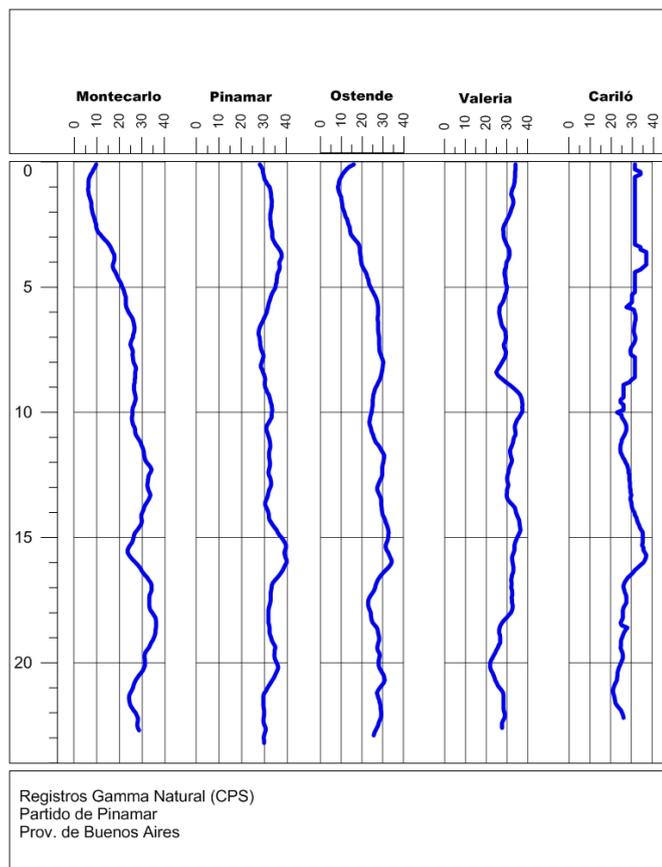


Fig. 7.1. Perfilajes de gamma natural de los pozos realizados en el Partido de Pinamar ordenados de izquierda a derecha en sentido Norte-Sur. El eje horizontal se representa en una escala de 0 a 40 CPS (cuentas por segundo) y el eje vertical corresponde a la profundidad por debajo de la superficie en metros. Los registros muestran valores entre 25-30 CPS para las arenas acuíferas y máximos de 40 CPS en los intervalos donde se encontró muestras de arcilla.

7.1.2 Relevamientos geoelectrónicos de campo

Se midieron un total de 8 SEV Schlumberger con una apertura máxima de 400m entre electrodos de corriente; se analizaron y procesaron SEV antecedentes en las localidades de Pinamar y Cariló (Giusso et al., 1988); y también fueron medidas 14 tomografías eléctricas distribuidas en la zona de playa y la central del médano costero con distancia entre electrodos de 5, 10 y 25m (ver Anexo 8 y 9).

Los registros GR fueron utilizados como condiciones a priori, junto con la descripción litológica de cada pozo, en el proceso de inversión de los datos geoelectricos, mejorando la precisión en la estimación de la resistividad.

A continuación se muestran los resultados obtenidos en la perforación Montecarlo, donde se efectuó un análisis integral entre el registro GR (CPS), el corte de resistividades verdaderas (CRV) resultado de la inversión del SEV y la descripción geológica del pozo (Fig. 7.2).

Durante la perforación se reconocieron arenas finas con conchilla en la parte superior con dos coloraciones distinguibles, la primera amarillenta y la segunda de color castaño. Por debajo, esta arena castaña se vuelve más fina y empieza a reconocerse la presencia de arcilla. Entre los 18 y 22 m se observa una arena muy fina de color gris y por debajo vuelve a aparecer una arena de color castaño con conchillas y arcillas grises.

En el registro GR (escala 0-40 CPS) puede observarse como aumenta el conteo con la profundidad, de acuerdo con la descripción de las muestras indicaría un aumento en el contenido de material fino en las arenas. También se observa una inflexión de la curva (18m) coincidentes con la transición de arenas castañas finas a muy finas de color gris.

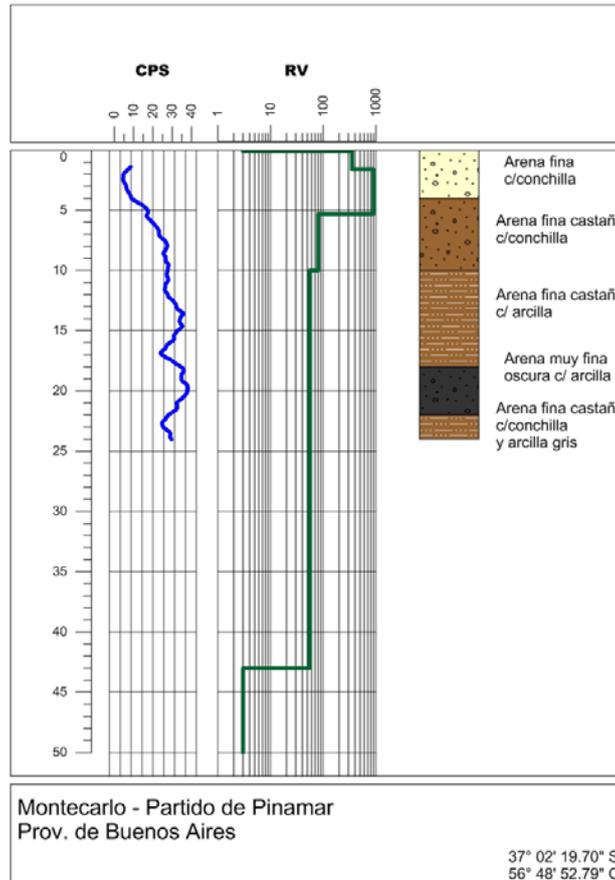


Fig. 7.2. De izquierda a derecha se muestra el registro de radiación gamma natural (CPS), el modelo de resistividades “verdaderas” (RV) para el SEV y la descripción geológica del pozo. Las altas resistividades de la parte superficial corresponden a una arena fina con conchilla. A los 10m de profundidad se reconoce que la presencia de arcilla produce una disminución en la resistividad; esta capa presenta un espesor aproximado de 30m, superando la profundidad final del pozo.

El modelo propuesto para el SEV Montecarlo, presenta altas resistividades en la zona no saturada, el nivel freático estaba a 5.5m. A medida que aumenta la profundidad, las resistividades también disminuyen, primero se distingue una electrocapa de 80 Ωm hasta los 10m y luego otra de 55 Ωm hasta los 40m de profundidad, apoyadas sobre una base conductiva de 3 Ωm.

A partir de los modelos geoelectricos propuestos y la comparación con información litológica de los pozos y sondeos del área de estudio, se pudo inferir que la zona no saturada presenta altas resistividades, superiores a 300 Ωm.

Dentro de la zona acuífera se han podido reconocer dos, y hasta tres, capas con comportamiento eléctrico diferente, pero siempre con valores en el rango 10-100 Ωm . Para la primera capa por debajo del nivel freático se calculó una resistividad media de 100 Ωm con un espesor medio de 16m, que caracteriza las condiciones del acuífero freático. Para la segunda capa, atribuible al acuífero semiconfinado, se estimó un valor medio de 26 Ωm y un espesor superior a los 40m.

La base del sistema acuífero, presenta características conductivas, con resistividades inferiores a los 5 Ωm , que pueden ser atribuibles a la presencia de material arcilloso o a la presencia de agua salobre.

Tomografías de resistividad eléctrica

Se muestran a modo de ejemplo una serie de tomografías eléctricas realizadas en la zona central del médano y la zona de playa. La primera TE (Ruta) se realizó en la zona occidental de la localidad de Pinamar, donde se midió el nivel freático (NF) a 3m en una perforación próxima a la progresiva de 25m. En este sector se pudo reconocer que la zona no saturada (ZNS) presenta los valores más resistivos de todo el perfil, por encima de los 200 Ωm . Por debajo del NF los valores de resistividad están en el rango 20-150 Ωm , caracterizando así la zona saturada (Fig. 7.3).

Se observa una zona de baja resistividad desde el inicio del perfil hasta la progresiva de 60m a partir de los 5m de profundidad, esta respuesta se correspondería con el nivel arcilloso descrito a los 8m en González Arzac et al. (1993). Además se destaca una discontinuidad entre las progresivas de 60-80m de características conductivas respecto a las zonas más próximas, que podrían estar indicando la presencia de material arcilloso.

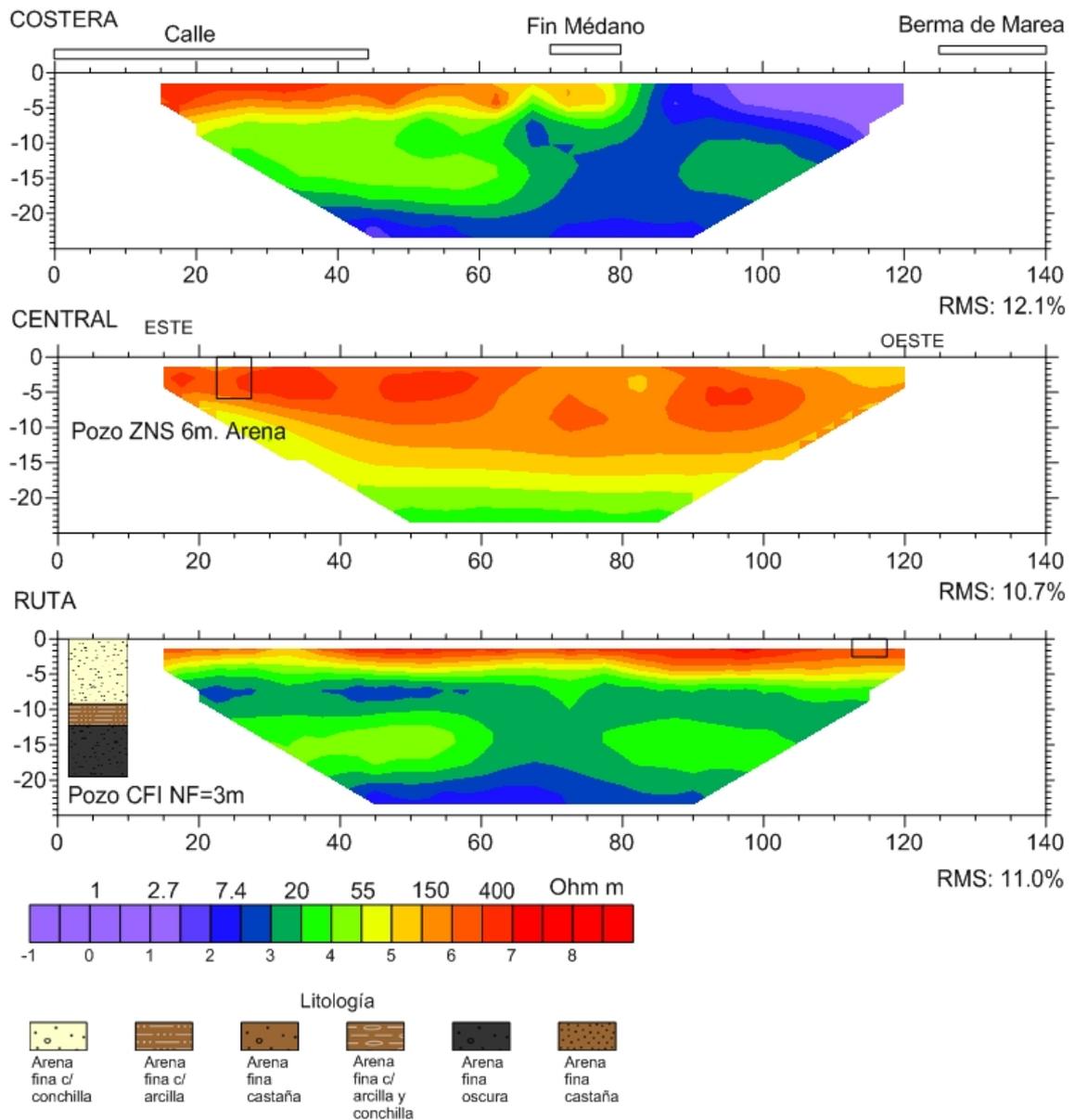


Fig. 7.3. Tomografías eléctricas medidas en la localidad de Pinamar. La primera corresponde a la zona de playa, la segunda a la zona central de la localidad y la tercera está próxima a la Ruta 11. Se indican en la figura los rasgos superficiales observados y las principales características de las perforaciones próximas. En la TE Costera se reconoce una resistividad intermedia (20-50 Ω m) hasta la progresiva de 80m donde finaliza el médano superficial. En la parte superficial, hacia el final de la línea las resistividades disminuyen (<3 Ω m) debido a la influencia del agua salada del mar, en profundidad sin embargo, se observa un aumento de la resistividad, interpretado como una zona de transición entre agua dulce y salada. La TE Central se caracteriza por presentar resistividades altas por encima de los 15m de profundidad donde se encontraría el nivel freático. En la TE de la Ruta se cuenta con la descripción geológica de un pozo cercano. Se destaca que la presencia de arcilla a los 10m de profundidad coincide con una disminución en la resistividad hasta la progresiva de 60m.

La TE Central fue realizada en la zona media del cordón medanoso, donde se observaron valores resistivos por encima de los 15m de profundidad. Sobre la progresiva de 25m se constató con un sondeo que los primeros 6m están compuestos por arenas de tamaño medio y no se alcanzó el nivel freático. Debido a las altas resistividades interpretadas es posible inferir que los sedimentos no saturados alcanzan al menos los 15m de espesor.

Hacia el este se midió la TE Costera que comienza sobre la Av. Costanera y finalizó sobre una pequeña elevación sobre la berma de marea en la orilla del mar (Fig. 7.3). Desde el inicio de la línea hasta la progresiva de 80m el modelo presenta características resistivas en los primeros 5m de profundidad, coincidente con valores de la ZNS. En este sector, la zona de resistividades intermedias (20-150 Ω m), atribuibles a arenas saturadas con agua de bajo contenido salino, alcanza los 20m de profundidad. Hacia el mar se observan valores más conductivos en relación al resto de las secciones, con valores muy bajos en la parte más somera (<5 m).

Se destaca también una zona de mayor resistividad (10 Ω m) desde la progresiva de 90m y por debajo de los 10m, que podría estar caracterizando una zona con agua de menor contenido salino que se prolongaría hacia el mar.

7.2 Análisis de la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectrónicos.

Como se mencionó anteriormente el modelo hidrogeológico para la zona presentaría varias capas con diferente comportamiento hidráulico. En este escenario se intenta resolver la relación entre parámetros hidráulicos y geoelectrónicos a través de un análisis simple como el propuesto por Niwas y Singhal (1981), donde se establece un

factor de proporción entre conductividad eléctrica e hidráulica (σ y K) y se utiliza luego para estimar el valor de transmisividad a partir de la resistencia transversal.

Los valores de K se obtuvieron en tres ensayos de bombeo a partir de la determinación de la transmisividad hidráulica y conocido el espesor de la zona acuífera. En la tabla 7.1 se muestran los parámetros utilizados, se calcula una transmisividad hidráulica media de 220 m²/día y un espesor medio de 15m.

Tabla 7.1 Parámetros hidráulicos y geoelectrónicos para las perforaciones Pinamar Norte (PNOR), Ostende (OSTD) y Cariló (CARI).

ID	Esp [m]	T [m ² /d]	K [m/d]	Res [Ω m]	σ [S/m]	K- σ
PNOR	17	213	13	50	0.020	0.26
OSTD	15	218	15	50	0.020	0.30
CARI	13	234	18	46	0.022	0.39
Promedio	15	222	15			0.32

Para la zona del partido de Pinamar se estiman los valores de T siguiendo una relación lineal cuya pendiente está dada por el factor promedio de K- σ :

$$T = 0.32 RT \quad (7.1)$$

7.3 Estimación de parámetros hidráulicos a partir de secciones 2D de resistividad.

Las tomografías eléctricas utilizadas para la estimación de T fueron medidas en la parte central del médano, alejadas de las zonas de interacción con agua salobre subterránea desde el este o el oeste.

En este caso las secciones de resistividad fueron medidas con separaciones de 10m y 25m entre electrodos. Se obtuvieron secciones de 300 y 700m de longitud, utilizando una combinación de arreglos para mejorar la resolución del método.

Las secciones 2D de transmisividad hidráulica fueron generadas multiplicando el factor promedio $K-\sigma$ por la RT calculada para cada bloque del modelo. Luego se graficaron las secciones en 2D.

En la localidad de Ostende se obtuvo una sección 2D de transmisividad (Fig. 7.4) que presenta valores entre 200 y 400m²/d por debajo del nivel freático (8m de profundidad). Sobre la progresiva de 30m se ubica la perforación de exploración OSTD, donde se realizaron los ensayos de bombeo. En esta zona se estima un valor de T de 200m²/d, mientras que entre las progresivas de 60 y 120m la transmisividad sería superior a los 300m²/d, como también en la progresiva de 160m.

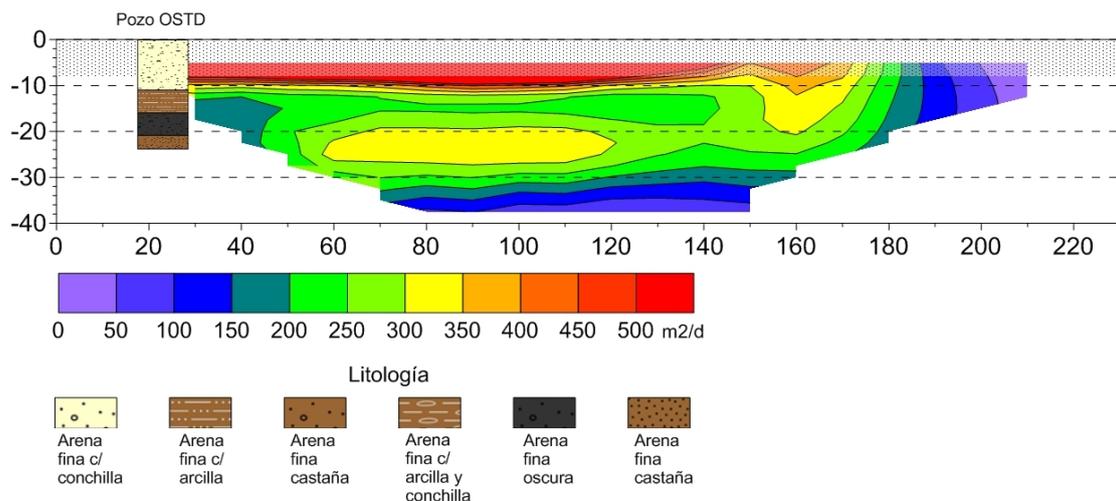


Fig. 7.4. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la localidad de Ostende. Hacia el inicio de la línea se muestran la ubicación y descripción litológica del pozo OSTD. Próximo a la locación del pozo, la transmisividad hidráulica está en el orden de los 150-200m²/d, pero hacia las progresivas de 60 hasta 120m aparece una zona con valores entre 300 y 350 m²/d a la misma profundidad.

La distribución de T estimada para la localidad de Valeria del Mar (Fig. 7.5) muestra sectores en el inicio y fin de la sección con valores mayores a 500m²/d y una zona central (progresivas 90 a 130m) con valor inferior a 200 m²/d. La zona de menor transmisividad hidráulica se desarrolla desde los 35m de profundidad, donde estaría la base del acuífero. En la progresiva de 100m se ubica una perforación exploratoria en la que se describe una sucesión de arenas finas a medias sin la presencia de arcillas hasta los 24m de profundidad.

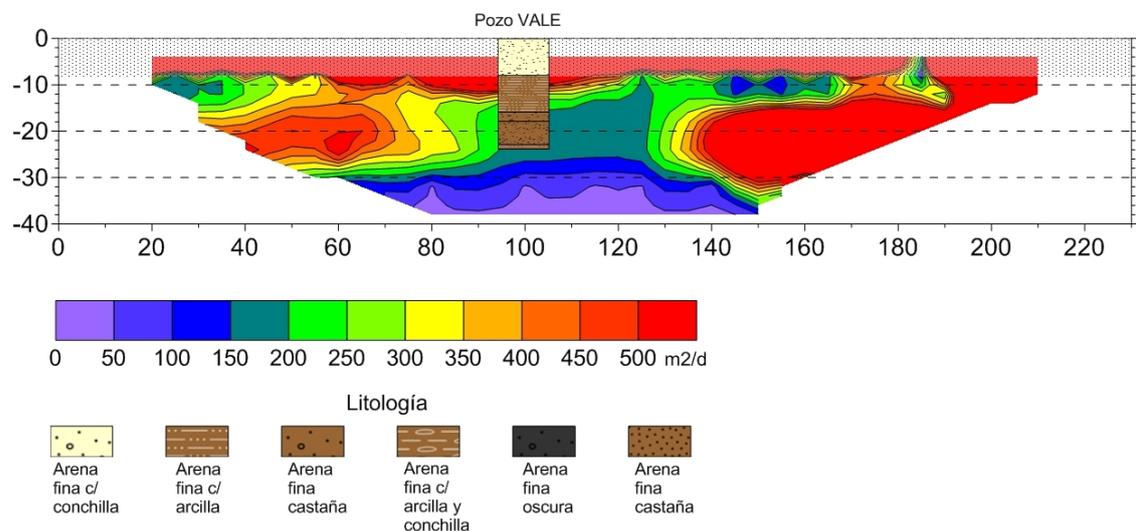


Fig. 7.5. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la localidad de Valeria del Mar. En la progresiva de 100m se tiene la descripción de un pozo exploratorio de 24m de profundidad máxima. Si se observa la zona acuífero entre los 10 y 30m de profundidad, presenta una transmisividad en el rango 150-200m²/d, pero entre las progresivas de 40-80 y 140 hasta el final de la línea, se esperarían zonas de mayor transmisividad.

Hacia el sector sur de la zona estudiada, en la localidad de Cariló, se midieron tomografías de mayor distancia entre electrodos (25m), alcanzando una profundidad de exploración superior a los 70m (Fig. 7.6). Siguiendo la Ec. 7.1 se estimó una sección 2D de T en la que se observa una zona de baja transmisividad (200m²/d) a los 20m y por debajo, hasta los 55m de profundidad, una zona de 300 a 500m²/d.

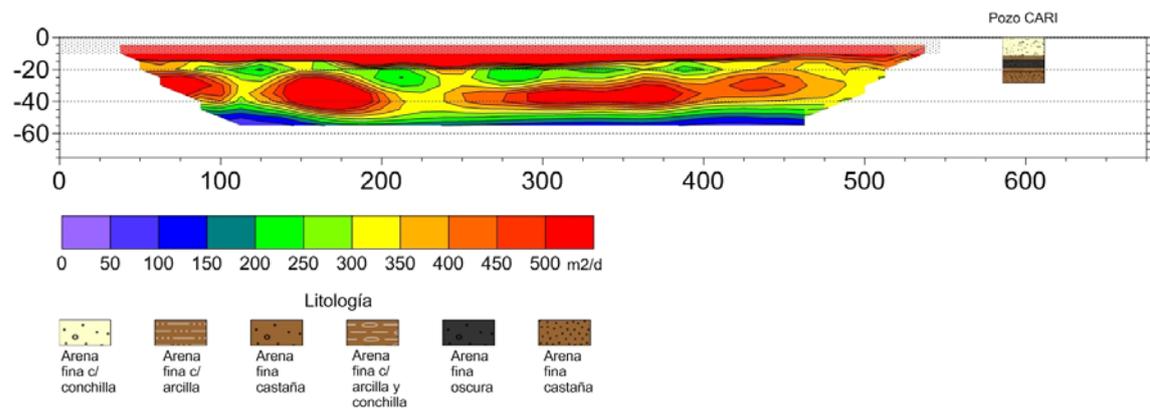


Fig. 7.6. Sección 2D de transmisividad hidráulica para la localidad de Cariló. Se destaca una zona de baja transmisividad a los 20m de profundidad a lo largo de aproximadamente toda la línea. A mayor profundidad, entre los 25 y 40m, se observan zonas de mayor T, con valores superiores a los 400 m²/d.

Las secciones 2D de T obtenidas en el Partido de Pinamar permiten reconocer variaciones laterales y en profundidad de este parámetro hidráulico. Por ejemplo, en las secciones calculadas se ha observado una zona donde disminuiría la transmisividad entre los 15 y 20m de profundidad, y luego por debajo presentaría zonas de mayor transmisividad. Este resultado refuerza la interpretación de que el sistema acuífero en esta zona estaría interconectado hidráulicamente (González Arzac et al., 1993; Rodríguez Capítulo et al., 2012; Perdomo et al., 2013b).

8- Discusión

8.1 Escala de atribución de los datos geoelectricos e hidraulicos

En general puede expresarse que un medio es homogéneo cuando sus propiedades son constantes en todo su espacio; si esas propiedades varían de un lugar a otro se dice que es heterogéneo. Estrictamente todo medio poroso es un heterogéneo por propia naturaleza pero si sólo interesan las propiedades promedio o efectivas, un medio en sí heterogéneo puede considerarse macroscópicamente homogéneo. De este razonamiento se desprende que necesariamente existe un factor de escala en la definición de homogeneidad (Custodio y Llamas, 1996).

Los perfilajes geofísicos proveen información de las inmediaciones del pozo, la penetración de cada arreglo depende de la conducción eléctrica del lodo de perforación, de la zona invadida y del diámetro del pozo. Sin embargo, en las mejores condiciones el valor de resistividad medido resulta representativo de los sedimentos de unos pocos metros alrededor de la pared del pozo.

En el desarrollo teórico del método SEV se supone homogeneidad lateral de las capas del subsuelo, las cuales deben ser paralelas y horizontales. También se supone que el medio se extiende infinitamente en la dirección lateral, por esta razón, los modelos propuestos no contemplan una variación de la resistividad en la dirección horizontal. Si hubiera un cambio en alguna dirección el modelo propuesto para ajustar el SEV será el de capas planas y homogéneas que mejor ajuste una curva que se midió sobre un suelo heterogéneo. En la práctica puede atribuirse el dato de resistividad registrado al área abarcada por la distancia de los electrodos de corriente.

Para los ensayos de bombeo y el análisis de los datos de descenso de nivel de agua, se asume que la extracción produce un cono de depresión y que a una cierta distancia los efectos del bombeo son imperceptibles. El valor estimado de transmisividad y conductividad hidráulica resulta entonces representativo de toda el área influenciada por el cono de depresión (Tabla 8.1).

Tabla 8.1. Escala espacial de los estudios considerados en este trabajo

METODO	AREA	ESCALA [M]
Perfilaje de pozo	Próxima al pozo	0-2
SEV	Distancia electrodos	100-1000
Ensayo de bombeo	Cono de depresión	10-1000

A pesar de que en virtud de este análisis puede suponerse que los datos eléctricos e hidráulicos reflejan el comportamiento de diferentes áreas de influencia, las características de los medios acuíferos y los estrechos rangos de las variables analizadas, sustentan la aplicabilidad de esta metodología en los ambientes de llanura.

En este contexto las variaciones laterales de la resistividad observadas con las tomografías eléctricas y que luego son interpretadas como variaciones en la transmisividad hidráulica, no contradicen el análisis anterior, si como se dijo se considera que los valores estimados reflejan el comportamiento general del medio, y se acepta que esta metodología permite reconocer la complejidad del subsuelo.

Es necesario señalar que con las tomografías eléctricas resuelven geometrías en 2D, es decir, se suponen en la dirección perpendicular al perfil no existen variaciones de la resistividad. El siguiente paso sería tratar de resolver geometrías en 3D, pero el volumen de información que se genera en este tipo de estudio es significativamente mayor (5-10 veces más que en un 2D), incrementando costos y tiempo de adquisición.

De todas formas, puede evaluarse la necesidad aplicar este método a situaciones particulares, que requieran un estudio de mayor detalle.

8.2 Ambigüedad del SEV

Considerado desde un punto de vista teórico el método SEV no resulta ambiguo, cada corte o modelo de resistividad genera una curva de resistividad aparente distinta. Sin embargo, en la práctica las mediciones que se realizan están sujetas a errores experimentales que hacen que varios modelos ajusten satisfactoriamente la curva observada.

Por esta razón, para poder hacer una buena estimación de la resistividad “verdadera” es necesario conocer con precisión el espesor de cada capa. El procesamiento con la incorporación de información a priori, como son los registros de gamma natural, perfil litológico y mediciones de nivel freático, contribuyen a condicionar los valores en el espesor y por lo tanto se consigue una determinación más precisa de la resistividad.

Para el ajuste de la ley de conversión entre parámetros geoelectrónicos e hidráulicos es necesario una buena estimación de ambos parámetros: el espesor y la resistividad verdadera. Sin embargo, cuando se desea extrapolar la información de transmisividad a través de los SEV a áreas sin información, es recomendable usar las relaciones que utilizan la resistencia transversal (producto de espesor y resistividad) debido a que este parámetro presenta menor ambigüedad en la interpretación.

8.3 Variación de la conductividad eléctrica del agua

La determinación de la conductividad eléctrica del agua se utiliza para el cálculo del factor de formación de los sedimentos. Las mediciones in-situ, al momento de la

medición de la resistividad sería la práctica más representativa para su determinación. Sin embargo, se ha observado que es una propiedad variable con el tiempo dentro del acuífero, influenciada por los procesos de recarga y descarga, e incluso de contaminación.

Aunque el valor preciso de la CE sea difícil de obtener, puede utilizarse un promedio que refleje adecuadamente el orden de magnitud de esta propiedad en el acuífero.

8.4 Ensayos de bombeo

A pesar de que es recomendable utilizar información específica como son los ensayos de bombeo, la utilización de información complementaria, ha demostrado ser válido para mejorar la distribución de los datos y maximizar el número de estimadores de parámetros hidráulicos.

La metodología utilizada en la zona Noreste (Partido de La Plata) muestra que es posible extraer estimadores de parámetros hidráulicos a partir de datos de caudal específico y ensayos de rendimiento de pozos.

8.5 Diferencias entre relaciones experimentales

Cuando se analizan las relaciones ajustadas para una misma zona de estudio se puede concluir que son similares y comparables entre sí, porque tienen factores de correlación parecidos y proveen estimadores de los parámetros hidráulicos dentro del rango esperable para cada zona.

Aunque es deseable contar con una amplia cantidad de datos para obtener una relación empírica robusta y hacer un análisis detallado sobre la dispersión de los mismos, la metodología descrita sigue siendo válida, aún con un número reducido de

datos. Hasta el momento, en el sector costero se cuenta con un número limitado de datos pero con una buena distribución de valores de transmisividad (100-500 m²/día) y de resistividad eléctrica (10-100 Ωm), obteniéndose una relación consistente.

Por el contrario, en el partido de Pinamar, se cuenta con un número similar de ensayos de bombeo pero el rango observado está restringido a 200-250 m²/día y se optó por utilizar una relación diferente, en la cual la cantidad de datos presenta una menor relevancia.

Los datos de resistencia transversal y transmisividad hidráulica para el Partido de Pinamar muestran relaciones afines con la obtenida para el Partido de la Costa. Incluso si se estima para los pozos de Pinamar la transmisividad con las relaciones obtenidas para el Partido de la Costa, se obtienen valores próximos a los medidos (Tabla 8.2).

Tabla 8.2. Valores de transmisividad hidráulica medida y estimada para el sector costero en el partido de Pinamar utilizando la relación potencial derivada de las perforaciones del Partido de la Costa.

POZO ID	T med	T pot	RMS %
PNOR	213	154	6.1
OSTD	218	176	4.0
CARI	238	182	4.6

En la zona de Punta de Médanos, fue posible identificar una zona de mayor resistividad entre los 20 y los 60m de profundidad, que según los antecedentes constituye un acuífero semiconfinado con una transmisividad de 200m²/d, determinado mediante un ensayo de bombeo.

En este sector se obtiene una muy buena estimación de T para el acuífero semiconfinado a partir de las leyes ajustadas para el acuífero freático, con un valor medio de 210 m²/d.

Estos resultados sugieren la posibilidad de plantearse que las características granulométricas de ambos acuíferos serían similares y las características hidráulicas del acuífero libre en el Partido de la Costa y el sistema acuífero de Pinamar son comparables.

La experiencia adquirida en el análisis de las tres áreas de interés permite señalar que una única práctica de trabajo puede ser ineficaz y que es necesario explorar diferentes alternativas para optimizar los datos y maximizar la capacidad de análisis a partir de la información disponible.

8.6 Modelo hidrogeológico del partido de Pinamar

El modelo geoelectrico derivado con los SEV para el acuífero de Pinamar muestra que por debajo de una primera capa de alta resistividad (zona no saturada) se desarrolla una segunda capa con una resistividad media de 100 Ωm y un espesor medio de 16m, que caracteriza las condiciones del acuífero freático. Para la tercera capa, atribuible según los antecedentes a un acuífero semiconfinado, se estimó un valor medio de 26 Ωm y un espesor superior a los 40m.

La base del sistema acuífero es el parámetro que mayor incertidumbre posee, debido a que no fue alcanzado en ninguna de las perforaciones analizadas, y por lo tanto no se realizó el ajuste correspondiente. Sin embargo, los modelos propuestos permiten inferir que la base, de características conductivas, se encontraría entre una profundidad mínima de 35m y una máxima de 60m, aproximadamente. Las resistividades para esta base son inferiores a los 5 Ωm , y pueden ser atribuibles a la presencia de material arcilloso y/o a la presencia de agua salobre.

Como fue señalado en los resultados, las secciones 2D de T permiten reconocer variaciones laterales, y en profundidad se ha reconocido una zona entre los 15 y 20m donde disminuiría la transmisividad, sin llegar a ser un nivel confinante, sobre todo porque no se observa continuidad lateral. Por debajo de este nivel, se observan zonas donde la transmisividad aumenta nuevamente; a partir de este resultado se plantea la posibilidad de que se trate de un sistema acuífero interconectado hidráulicamente, y no una sucesión de acuíferos aislados.

9- Conclusiones

El objetivo general del trabajo fue proporcionar estimaciones cuantitativas para los parámetros hidrogeológicos a partir de mediciones de resistividad eléctrica en 2D. Para alcanzar este objetivo se ajustaron relaciones empíricas entre los parámetros hidráulicos, obtenidos en ensayos de bombeo, y la resistividad eléctrica. Estas relaciones fueron ajustadas para tres ambientes de llanura en la provincia de Buenos Aires donde se han observado problemáticas relativas a la cuantificación de reservas, explotación y contaminación de los acuíferos de agua dulce.

En el partido de La Plata, luego de una caracterización geoelectrica del área, se han analizado y procesado la información de 29 pozos y 48 perfilajes geofísicos en la Llanura Alta, donde el acuífero Puelche se encuentra alejado de la zona de salinización de la Planicie Costera.

Mediante el análisis integral de los registros de radiación gamma natural y resistividad eléctrica se cuantificó adecuadamente el espesor de arenas limpias en el acuífero Puelche, donde además se contaba con información de ensayos de bombeo. De esta manera fue posible ajustar relaciones entre el factor de formación y la conductividad hidráulica, y la resistencia transversal y transmisividad hidráulica. Las tres relaciones presentan un factor de correlación alto (superior a 0.85) y los valores medios, máximos y mínimos estimados son similares a los medidos en ensayos de bombeo (Tabla 9.1).

Tabla 9.1. Estadística de los parámetros hidráulicos medidos (med) y estimados (est) para el acuífero Puelche en la zona de La Plata.

	Tmed [m ² /d]	Kmed [m/d]	Test (exp)	Test (pot)	Kest
Medio	432	20	457	367	19
Máximo	1180	42	1391	805	36
Mínimo	151	9	190	99	7
D. Est.	268	9	273	184	6

Posteriormente, se aplicaron estas leyes a las distribuciones de resistividad obtenidas a partir de tomografías eléctricas de alta resolución. Las secciones 2D de transmisividad y conductividad hidráulica derivadas muestran la heterogeneidad del subsuelo, identificando zonas de diferente comportamiento hidráulico, ya sea por un cambio en T (o K) o una variación en el espesor de la zona acuífera.

En el Partido de la Costa se midieron 29 sondeos eléctricos verticales y 13 tomografías eléctricas, para caracterizar el comportamiento geoeléctrico de la zona. Se ha verificado que el acuífero de agua dulce se desarrolla en la parte central del médano costero y presenta resistividades en el rango de 10-100 Ω m.

Los valores de transmisividad hidráulica obtenidos en los ensayos de bombeo, tienen una gran dispersión, con un valor mínimo de 110 m²/día y un máximo de 513 m²/día, registrándose un aumento en los valores de Norte a Sur.

Próximo a cada una de las perforaciones se midieron SEV, que fueron ajustados con la descripción de los sedimentos del pozo, el registro de radiación gamma natural y la medición del nivel freático.

Con estos datos se pudieron realizar tres ajustes para el acuífero freático en la zona costera: el primero entre el factor de formación y conductividad hidráulica; y los otros dos entre la resistencia transversal y la transmisividad hidráulica.

Cuando se aplicaron estas relaciones a las secciones de resistividad eléctrica, se observaron variaciones en la dirección lateral que justifican la utilidad del método para identificar lugares óptimos de explotación. Por ejemplo, fue posible identificar zonas de mayor transmisividad en la Llanura Deprimida (de mayor salinidad), que podrían funcionar como reservorios restringidos de agua dulce.

El último sector considerado fue en el partido de Pinamar, también en el ámbito costero de la provincia. Según los antecedentes hidrogeológicos analizados en este sector, se desarrolla un sistema más complejo, con sucesiones de arenas de diferente granulometría y la alternancia de arenas con presencia de arcilla. Las campañas de relevamiento incluyeron la medición de perfilajes gamma en 5 perforaciones, 8 sondeos eléctricos verticales y 14 tomografías eléctricas.

Se estudiaron posibles ajustes de parámetros para esta zona y se decidió utilizar una relación lineal entre la resistencia transversal y la transmisividad hidráulica, controlada por un factor de proporción relativo a la conductividad hidráulica y la eléctrica de la capa acuífera.

Las secciones 2D de transmisividad hidráulica obtenidas para esta región muestran que existen variaciones de T en apenas algunas decenas metros de separación en la dirección horizontal, e incluso en la vertical, dentro de un rango de valores acorde para la zona (100-500 m²/d). Estos resultados sugieren que en algunos sectores la transición entre el acuífero freático y el semiconfinado sería una disminución en la transmisividad y no un límite neto.

En síntesis, se puede concluir a partir de los resultados obtenidos, que fue posible establecer relaciones empíricas entre los parámetros hidráulicos (T y K) y geoeléctricos (ρ y RT), para tres ambientes de llanura. Los valores estimados a partir de las relaciones propuestas son del orden de magnitud que se esperaría para cada zona.

Se utilizaron estas relaciones para obtener secciones 2D de transmisividad y conductividad que permiten reconocer zonas de diferente comportamiento hidráulico en el medio, imposibles de determinar mediante un único ensayo de bombeo convencional. Asimismo, es posible cuantificar un sector más favorable para la explotación del agua subterránea previo a efectuar una perforación.

A su vez los modelos que proveen estas secciones 2D permiten hacer un análisis más completo del medio debido a que es posible identificar todo el espesor de un acuífero, mientras que si un pozo convencional no atraviesa toda la capa acuífera podría derivar en una estimación desacertada de la transmisividad, por ejemplo.

En cualquier estudio sería deseable contar con determinaciones absolutas, sin embargo, cuando se trabaja con datos reales se busca reducir el sesgo del intérprete. Por esta razón, la resistividad de los perfilajes de pozo resulta la mejor alternativa en relación a otros métodos indirectos (SEV o TE). Quedó demostrado también que las TE de alta resolución, comparadas con las adquiridas con cualquier otro arreglo, permiten hacer una mejor y más precisa estimación de los parámetros geoeléctricos, y por lo tanto se consiguen mejores estimadores hidráulicos.

Finalmente se espera que en otras áreas o ambientes también puedan establecerse este tipo de relaciones siguiendo la metodología propuesta en esta tesis.

Bibliografía

- Ahmed, S., de Marsily, G., Talbot, A. (1988). Combined Use of Hydraulic and Electrical Properties of an Aquifer in a Geostatistical Estimation of Transmissivity. *Ground Water*, 26 (1) 78-86.
- Ainchil, J. E., Kruse, E. E., Calahorra Fuertes, P. (2006). Variaciones en los sedimentos de los acuíferos pampeano y puelche (Noreste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina). *VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea*. Asunción, Paraguay.
- Ainchil, J. E., Kruse, E. E., Calahorra Fuertes, P., Ruiz, S. (2007). Interpretación de perfilajes de pozos en la estimación de las características hidrogeológicas (análisis preliminar). En J. E. Ainchil, D. Sosa (Ed.), *Taller geofísica aplicada a la hidrogeología* (págs. 2-9). Paraná, Entre Ríos: Universidad Nacional de Entre Ríos.
- Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute Mineralogical and Metallurgical Engineers*(146), 54-62.
- Archie, G. E. (1950). Introduction to petrophysics of reservoir rocks. *Bulletin of AAPG*, 34(5), 943-961.
- Auge, M. (1991). Sobreexplotación del acuífero Puelche en La Plata. *XXIII International Congress of IAH*, (págs. 411-415). Islas Canarias.
- Auge, M. (2002). Actualización del conocimiento del acuífero semiconfinado Puelche en la Provincia de Buenos Aires - Argentina. *XXXIII International Hydrogeology Congress*, (págs. 624-633). Mar del Plata.
- Auge, M. (2005). Hidrogeología de La Plata, Provincia de Buenos Aires. En R. E. de Barrio, R. O. Etcheverry, M. F. Caballé, E. Llambías (Ed.), *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino* (págs. 293-312). La Plata: Quick Press.
- Auge, M., Hirata, R., López Vera, F. (2004). *Vulnerabilidad a la contaminación por nitratos del acuífero Puelche en La Plata*. Buenos Aires.
- Bernabe, Y., Revil, A. (1995). Pore escale heterogeneity, energy dissipation and the transport properties of rocks. *Geophysical Research Letters*, 22(12), 1529-1532.
- Carretero, S. (2011). *Comportamiento hidrológico de las dunas costeras en el sector nororiental de la Provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral. La Plata: Facultad de cs. Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.
- CFI. (1990a). *Evaluación del recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica de la Provincia de Buenos Aires Región I :Punta Rasa-Punta Médanos* (Vol. Tomo II Geología y Geomorfología). Provincia de Buenos Aires.

- CFI. (1990b). *Evaluación del Recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica. Región I: Punta Rasa-Punta Médanos* (Vol. Tomo III Prospección Geoeléctrica). Provincia de Buenos Aires.
- CFI. (1990c). *Evaluación del Recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica. Región I: Punta Rasa- Punta Médanos* (Vol. Tomo I Hidrología Subterránea). Provincia de Buenos Aires.
- Croft, M. G. (1971). *Method of calculating permeability from electric logs*. Professional Paper, US Geological Survey.
- Custodio, E., Llamas, M. (1996). *Hidrología Subterránea* (Vol. Tomo I). Barcelona, España: Ediciones omega S.A.
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publique de la ville de Dijon. *Victor Dalmont, Paris*. 647pp.
- DeGroot-Hedlin, C. y Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models for magnetotelluric data. *Geophysics*, **55**, 1613-1624.
- de Lima, O. A., Niwas, S. (2000). Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geological measurements. *Journal of Hydrology*, **235**, 12-26.
- Dey, A., Morrison, H. F. (1979). Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*(27), 106-136.
- Dhakate, R. y Singh, V.S. (2005). Estimation of hydraulic parameters from surface geophysical methods, Kaliapani Ultramafic complex, Orissa, India. *Journal of Enviromental Hydrology*, **13**. 1-11.
- Domenico, P. A., Schwartz, F. W. (1990). *Physical and Chemical Hydrogeology*. Wiley Press.
- Fitts, C. R. (2002). *Groundwater Science*. The Netherlands: Elsevier Science Publications.
- Freeze, R. A., Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall.
- Frohlich, R., Kelly, W. E. (1985). The relation between transmissivity and transverse resistance in a complicated aquifer of glacial outwash deposits. *Journal of Hydrology*, **79**, 215-219.
- Giusso, M., Ainchil, J. E., Tavella, J., Macris, N. (1988). *Estudio geoeléctrico del acuífero costero comprendido entre Faro Punta Médanos y Faro Querandí*. Convenio de cooperación UNLP-CFI, Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas UNLP, Geofísica Aplicada.
- Giusso, E. M., y Soto, C. (1995). *Programa de Procesamiento e Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales. PRINTERSEV 2.0*. La Plata: Inédito.
- González Arzac, R., Garay, R., Pérez Spina, R., Vizcaino, A., Remorini, G., Campos Alfonso, F. (1993). *Estado actual de las fuentes subterráneas en Pinamar y Villa Gesell*. CFI.

- González, N. (2005). Los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires. En R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé, E. Llambías (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, (págs. 359-374). La Plata.
- Guarracino, L.; Carrera, J. y Vázquez Suñé (2012). Analytical study of hydraulic and mechanical effects on tide-induced head fluctuation in a coastal aquifer system under the sea., *Journal of Hydrology*, 450-451:(págs. 150-158).
- Heigold, P. C., Gilkeson, R. H., Cartwright, K., Reed, P. C. (1979). Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Groundwater*, 17, 338-345.
- Hördt, A., Blaschek, R., Kemna, A., Zisser, N. (2007). Hydraulic conductivity estimation from induced polarisation data at the field scale - the Krauthausen case history. *Journal of Applied Geophysics*(62), 33-46.
- Hubbert, M. K. (1940). The theory of ground-water motion. *Journal of geology*, 48(8), 785-944.
- Johansen, H. (1975). An interactive computer-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, 23.
- Jones, P. H., Buford, T. B. (1951). Electric logging applied to groundwater exploration. *Geophysics*, 1(16), 115-139.
- Kelly, W. E. (1977). Geoelectric sounding for estimating hydraulic conductivity. *Groundwater*, 15, 420-425.
- Kelly, W. E. y Reiter, P. F. (1984). Influence of anisotropy on relations between electrical and hydraulic properties. *Journal of Hydrology*(74), 311-321.
- Khalil, M. A. y Monteiro Santos, F. A. (2009). Influence of Degree of Saturation in the Electric Resistivity-Hydraulic Conductivity Relationship. *Geophysical Survey*(30), 601-615.
- Kosinski, W. K., Kelly, W. E. (1981). Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Groundwater*, 19, 163-171.
- Kozeny, J. (1933). *Theory and Calculation on a well*. Viena: Springer.
- Kupfersberger, H., Blöschl, H. (1995). Estimating aquifer transmissivities-on the value of auxiliary data. *Journal of Hydrogeology*(165), 85-99.
- Laurencena, P., Deluchi, M., Rojo, A., Kruse, E. E. (2010). Influencia de la explotación de aguas subterráneas en un sector del área periurbana de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(66), 484-491.
- Louis, I. F., Karantonis, G. A., Voulgaris, N. S., Louis, F. I. (2004). The contribution of geophysical methods in the determination of aquifer parameters: the case of Mornos River delta, Greece. *Research Journal of Chemistry and Environment*, 8(4), 41-49.

- Loke, M.H. (2004). Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys. 128p. (disponible en: <http://www.geotomosoft.com/coursenote.zip>)
- Maillet, R. (1947). The fundamental equation of electrical prospecting. *Geophysics*(12), 529-556.
- Mazac, O., Kelly, W. E., Landa, I. (1985). A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*(79), 1–19.
- Milsch, H., Blöcher, G., Engelmann, S. (2008). The relationship between hydraulic and electrical transport properties in sandstone: An experimental evaluation of several scaling models. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Monachesi, L. B. (2013). *Modelado y análisis del flujo de agua en medios porosos heterogéneos total o parcialmente saturados. Tesis Doctoral*. La Plata: Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata.
- Niwas, S., Singhal, D. C. (1981). Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journak of Hydrology*(50), 393–399.
- Niwas, S., Tezcan, B., Israil, M. (2011). Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany. *Hydrogeology Journal*(19), 307-315.
- Ohm, G. S. (1826). Bestimmung des Gesetzes, nach welchem Metalle die Kontaktelektricität leiten, nebst einem Entwurfe zu einer Theorie des Voltaschen Apparates und des Schweiggerschen Multiplimators. *Jahrbuch der Chemie und Physik*, XVI, 137-166.
- Orellana, E. (1982). *Prospección geoeléctrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.
- Pantelis, S. M., Vafidis, A., Valianatos, F., Kouli, M., Stavroulakis, G. (2007). Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete – Greece). *Journal of Hydrology*(338), 122-131.
- Perdomo, S., Ainchil, J. E., Kruse, E. E. (2011a). Relación entre parámetros hidráulicos y geoeléctricos en un sector del Noreste de la Provincia de Buenos Aires. En R. F. García, M. V. Rocha Fasola, *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea. Captación y modelación de agua subterránea* (págs. 108-115). Salta.
- Perdomo, S., Carretero, S., Ainchil, J. E., Kruse, E. E. (2011b). Imágenes de resistividad eléctrica en lentes de agua dulce de la zona costera oriental de la Provincia de Buenos Aires. En R. F. García, M. V. Rocha Fasola, *VII Congreso Argentino de Hidrología y V Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica* (págs. 113-120). Salta.
- Perdomo, S., Ainchil, J. E., Kruse, E. E., Nigro, J., Tessone, M., Lagos, S., y otros. (2013a). Resistividad eléctrica y cargabilidad del acuífero Puelche en La Plata, provincia de

- Buenos Aires. En N. González, E. E. Kruse, M. M. Trovatto, P. Laurencena (Edits.), *Agua Subterránea. Recurso Estratégico* (Vol. II, págs. 215-220). La Plata: EDULP.
- Perdomo, S., Rodríguez Capítulo, L., Kruse, E. E., Ainchil, J. E. (2013b). Aplicación de tomografías eléctricas en la configuración del acuífero costero en un sector oriental de la prov. de Buenos Aires. En *Temas actuales de hidrología subterránea 2013* (págs. 57-62). La Plata: EDULP.
- Perdomo, S., Ainchil, J. E., Kruse, E. E. (2014). Hydraulic parameters estimation from well logging resistivity and geoelectrical measurements. *Journal of Applied Geophysics*(105), 50-58.
- Pfannkuch, H. O. (1969). On the correlation of electrical conductivity properties of porous system with viscons flow transport coefficients. *Proceeding IAHR 1st Int. Symp. On Transport in Porous Media*, (págs. 42-54). Haifa.
- Purvance, D. T., Andricevic, R. (2000). On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water Resources Research*(36), 2905-2913.
- Ramos, V. A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina* (págs. 41-96). SEGEMAR.
- Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T., Kemna, A. (2012). Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*(20), 617-658.
- Rodríguez Capítulo, L., Kruse, E. E. (2012). Influencia de la evolución geomorfológica Pleistocena en la dinámica del acuífero costero medanoso. *V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología* (págs. 263-272). Río IV, Córdoba: UniRío.
- Sallam, O. M. (2006). Aquifer Parameters Estimation Using Well Log and Pumping Test Data, in Arid Regions-Step in Sustainable Development. *The 2nd International Conference on Water Resources Arid Environment*.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.
- Schlumberger, W. S. (1958). *Introducción al método Schlumberger de perfilaje de pozo*. Schlumberger Well Surveying corporation.
- Sharma, P. V. (1997). *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Singh, K. P. (2005). Nonlinear estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurements. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*(2), 917-938.
- Sinha, R., Israil, M., Singhal, D. (2009). A hydrogeophysical model of the relationship between geoelectric and hydraulic parameters of anisotropic aquifers. *Hydrogeology Journal*, 17, 495-503.

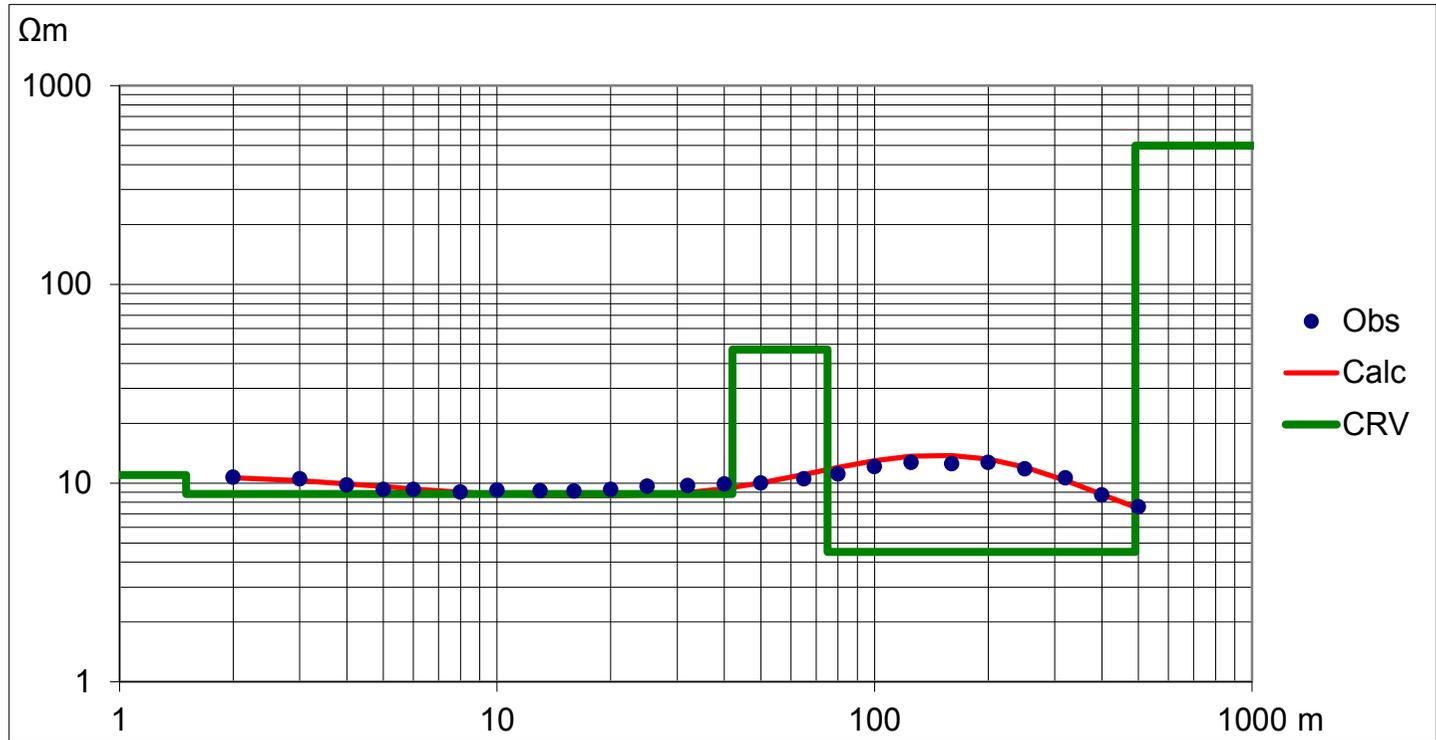
- Turesson, A. (2006). Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity. *Journal of Applied Geophysics*(58), 99–111.
- Violante, R. A., Parker, G., Cavalotto, J. L. (2001). Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(56), 51-66.
- Wong, P., Koplik, J., Tomanic, J. P. (1984). Conductivity and permeability of rocks. *Phys. Rev. B Condens. Matter*, 6606-6614.
- Worthington, P. (1975). Quantitative geophysical investigations of granular aquifers. *Geophysical Survey*, 2(3), 313–366.
- Worthington, P. (1993). The uses and abuses of the Archie equations: 1. The formation factor–porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics*(30), 215–228.
- Yadav, G. S., Abolfazli, H. (1998). Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, northwestern India. *Journal of Applied Geophysics*(39), 35-51.
- Yrigoyen, M. R. (1999). Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina* (págs. 645-649). Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina: SEGEMAR.
- Zárate, M. A., Rabassa, J. (2005). Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En R. E. de Barrio, R. O. Etcheverry, M. F. Caballé, E. Llambías (Ed.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, (págs. 119-138). La Plata.
- Zohdy, A. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curve. *Geophysics*, 54(2), 245-253.

Anexo 1. Curvas sondeos eléctricos verticales

Partido de La Plata

AS1
 419y147 34° 53' 37.50"S
 WP15 58° 07' 35.30"O
 RMS %
 5,21

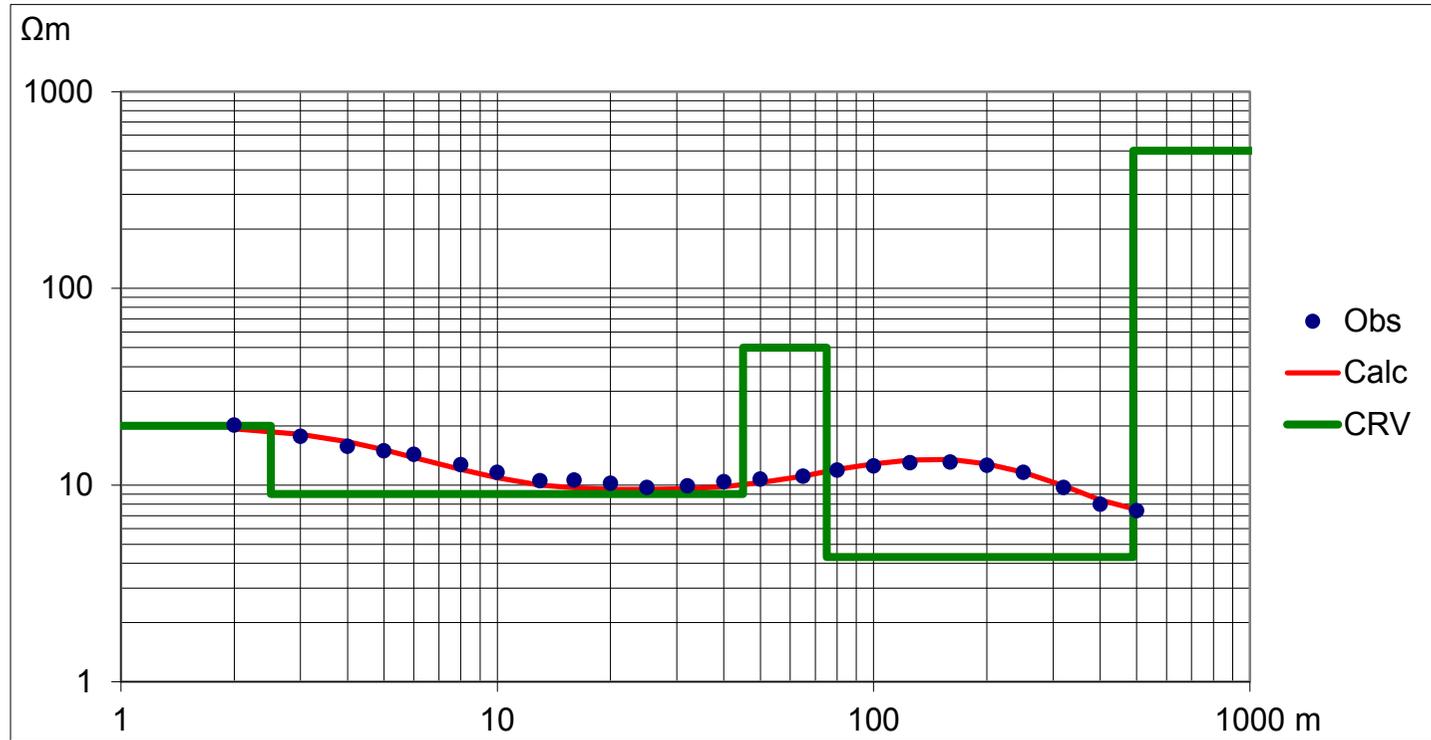
AB/2	RA_calc	RA_obs
2	10,6	10,7
3	10,3	10,5
4	9,9	9,8
5	9,6	9,3
6	9,3	9,3
8	9,0	9,0
10	8,8	9,2
13	8,7	9,1
16	8,6	9,1
20	8,6	9,3
25	8,7	9,7
32	9,0	9,7
40	9,4	9,9
50	10,0	10,0
65	11,0	10,5
80	12,0	11,1
100	13,0	12,1
125	13,7	12,7
160	13,8	12,5
200	13,2	12,7
250	12,0	11,8
320	10,3	10,6
400	8,8	8,7
500	7,5	7,6



Z	Res
1,5	11
42	8,8
75	47
490	4,5
INF	500

AS2
 411y159 34° 53' 32.50"S
 WP 13 58° 08' 37.90"O
 RMS %
 4,08

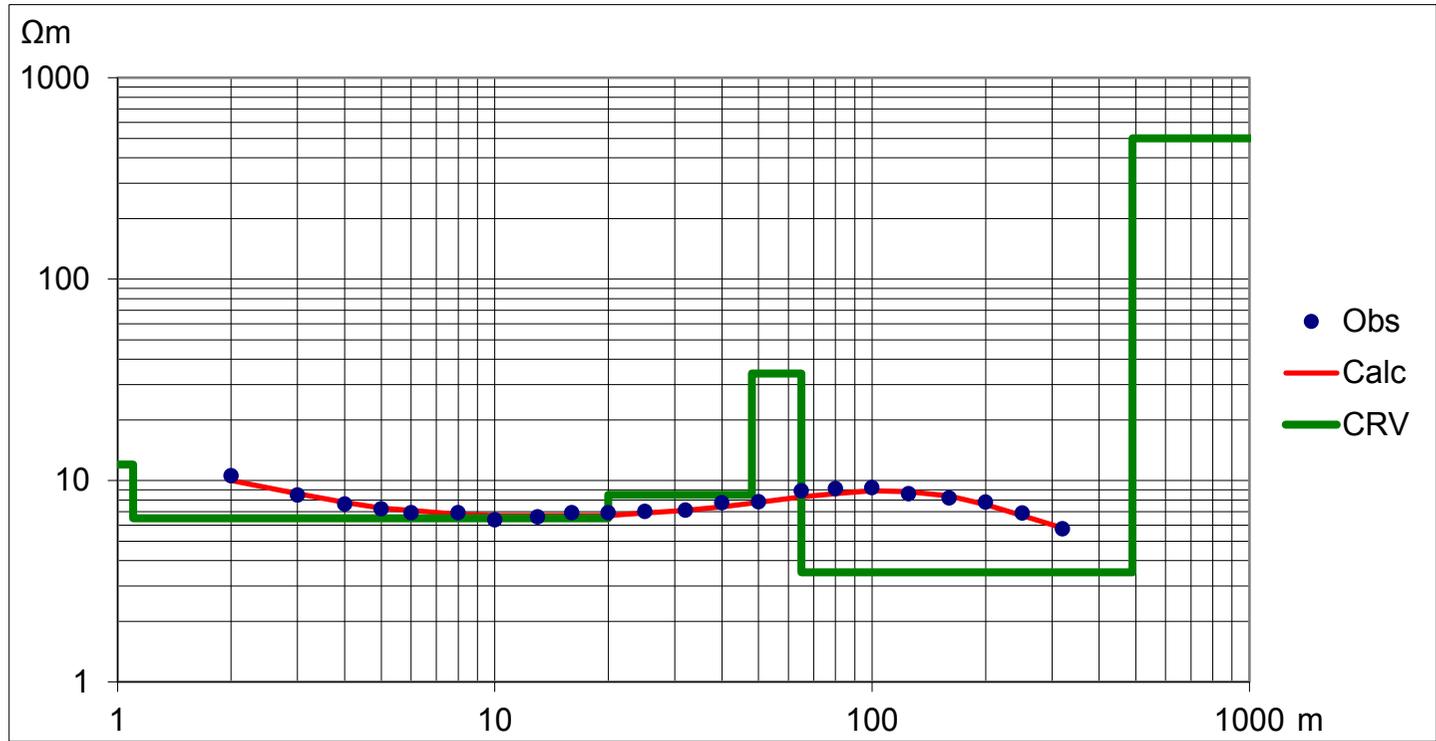
AB/2	RA_calc	RA_obs
2	19,3	20,2
3	18,1	17,7
4	16,6	15,7
5	15,1	14,9
6	13,8	14,3
8	12,0	12,7
10	10,9	11,6
13	10,0	10,5
16	9,7	10,6
20	9,5	10,2
25	9,5	9,7
32	9,6	9,9
40	9,8	10,4
50	10,3	10,7
65	11,1	11,1
80	12,0	11,9
100	12,8	12,5
125	13,4	13,0
160	13,5	13,1
200	12,8	12,6
250	11,6	11,6
320	9,9	9,7
400	8,4	8,0
500	7,5	7,4



Z	Res
2,5	20
45	9
75	50
490	4,3
INF	500

LH1
 56y135 34° 56' 41.00"S
 WP7 57° 58' 33.70"O
 RMS %
 3,22

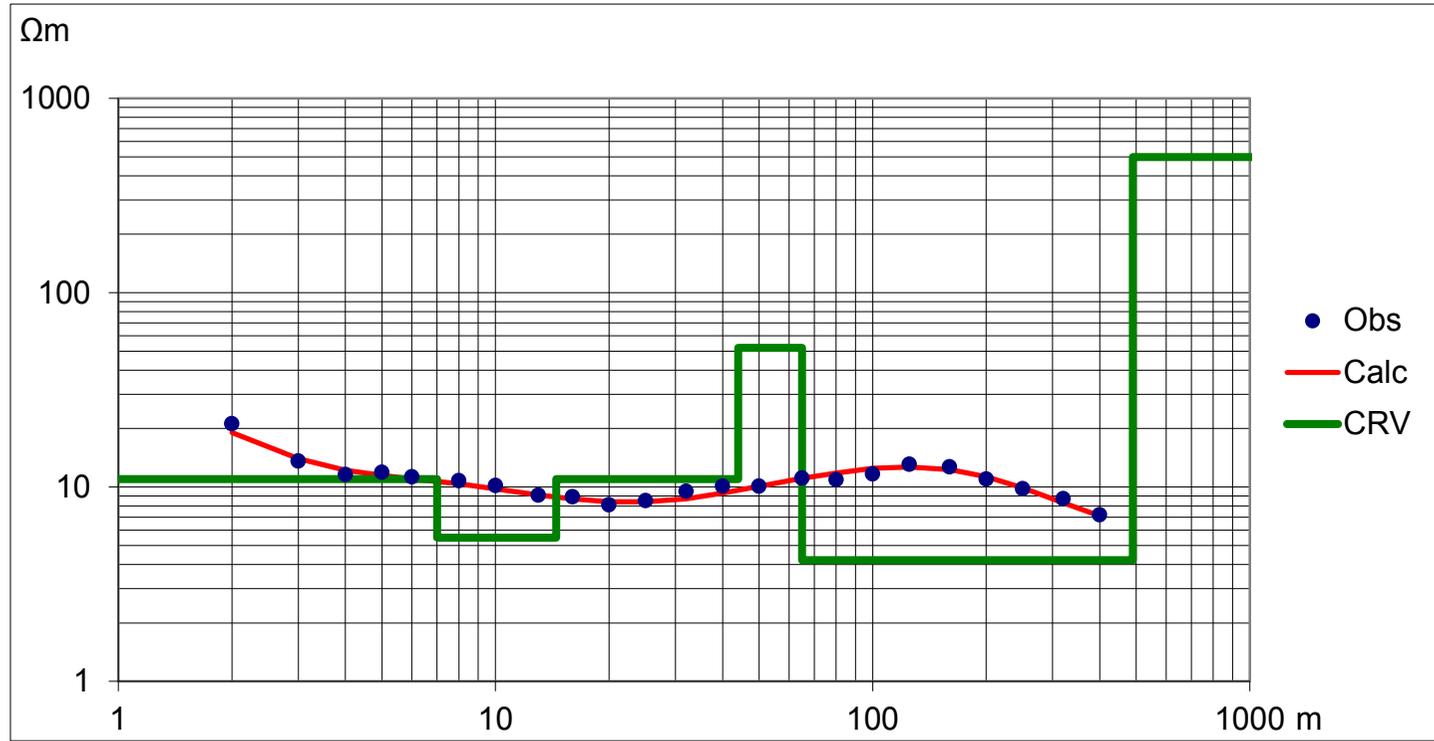
AB/2	RA_calc	RA_obs
2	10,0	10,6
3	8,6	8,5
4	7,8	7,6
5	7,3	7,2
6	7,1	6,9
8	6,8	6,9
10	6,7	6,4
13	6,7	6,6
16	6,7	6,9
20	6,7	6,9
25	6,9	7,0
32	7,1	7,1
40	7,4	7,7
50	7,8	7,9
65	8,3	8,9
80	8,6	9,1
100	8,9	9,2
125	8,8	8,6
160	8,4	8,2
200	7,6	7,8
250	6,7	6,9
320	5,8	5,8



Z	Res
1,1	12
20	6,5
48	8,5
65	34
490	3,5
INF	500

LH2
 155y32 34° 56' 35.61"S
 WP12 58° 01' 19.40"O
 RMS %
 4,66

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	19,1	21,2
3	14,0	13,6
4	12,2	11,6
5	11,5	11,9
6	11,0	11,3
8	10,4	10,8
10	9,8	10,2
13	9,1	9,1
16	8,7	8,9
20	8,4	8,1
25	8,4	8,5
32	8,7	9,5
40	9,3	10,1
50	10,1	10,1
65	11,1	11,1
80	11,8	10,9
100	12,5	11,7
125	12,7	13,1
160	12,3	12,7
200	11,3	11,0
250	9,9	9,8
320	8,3	8,7
400	7,1	7,2

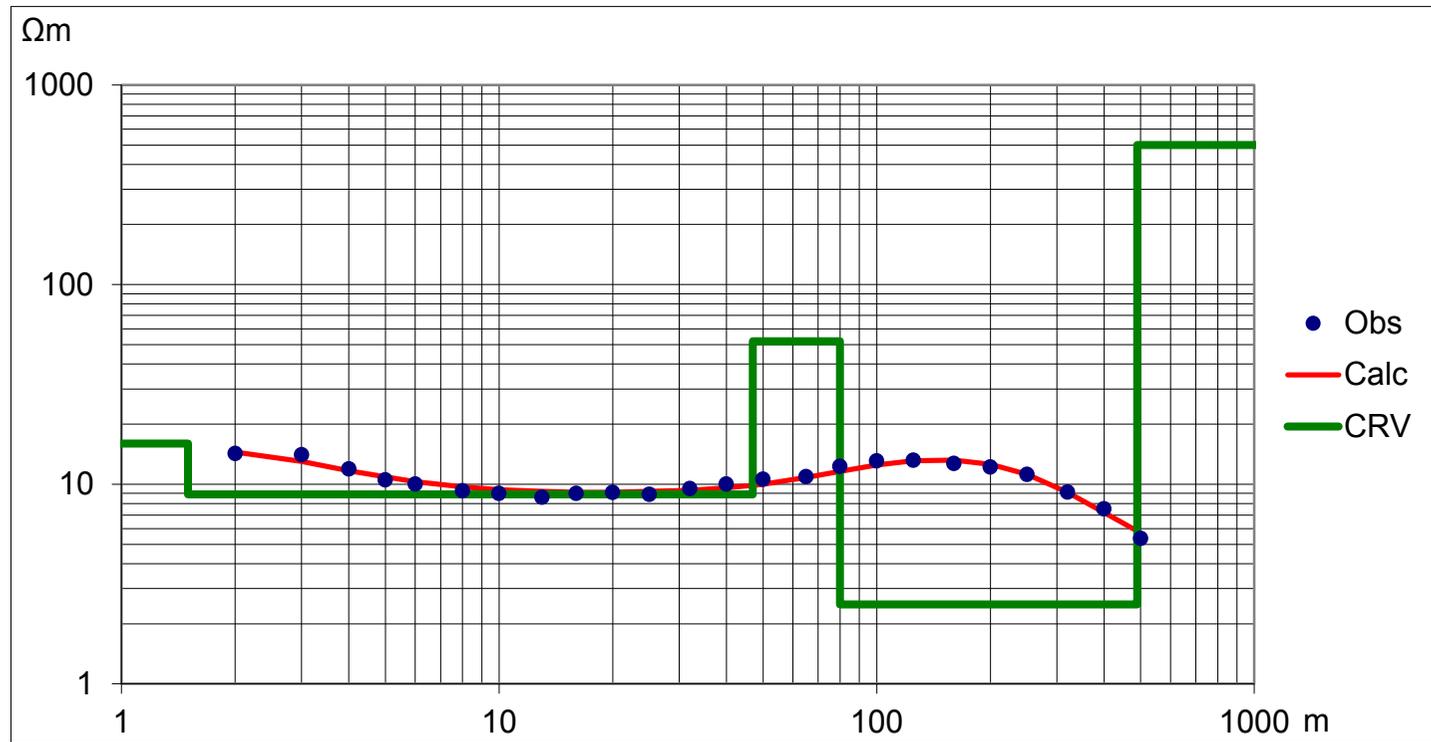


Z	Res
0,7	40
7	11
14,5	5,5
44	11
65	52
490	4,2
INF	500

LH3
161y78

RMS %
3,97

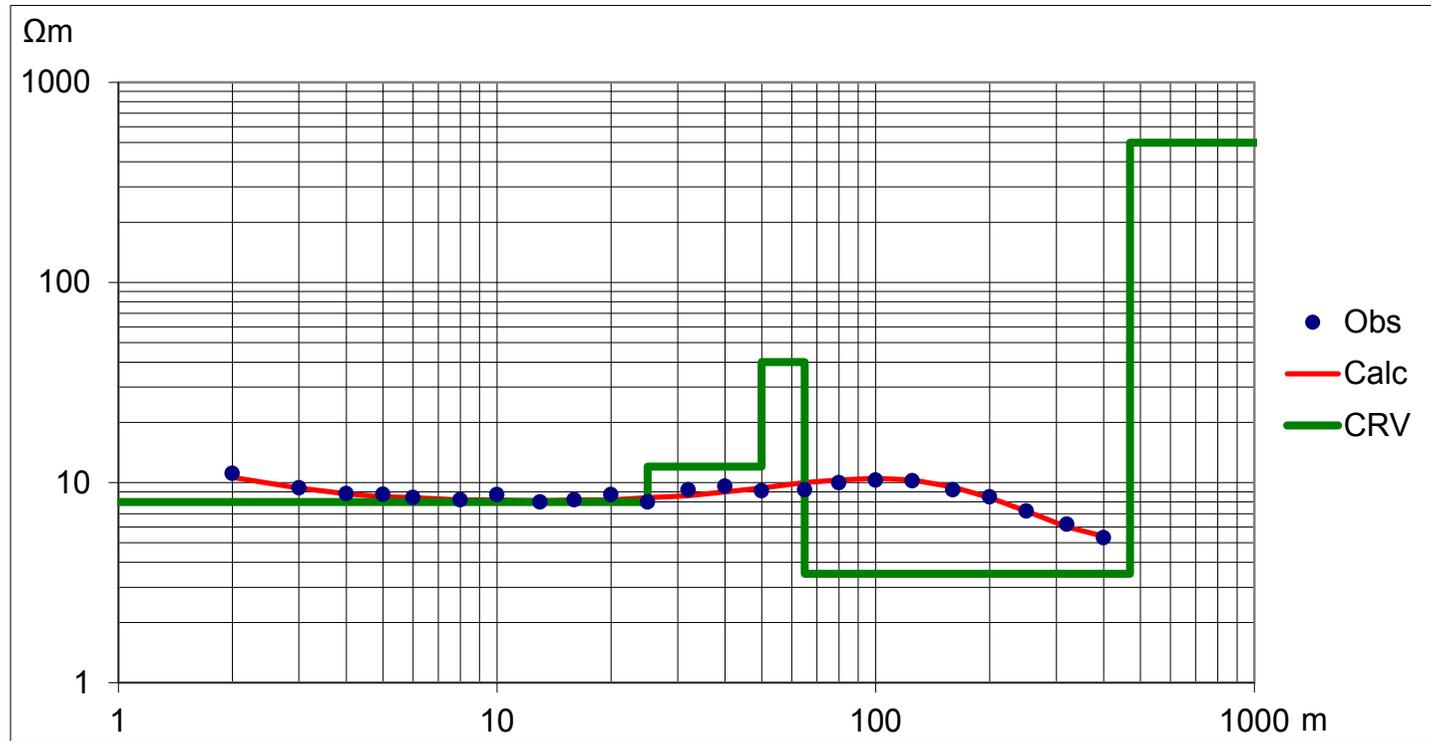
AB/2	RA_calc	RA_obs
2	14,5	14,3
3	13,0	14,0
4	11,7	11,9
5	10,9	10,5
6	10,3	10,0
8	9,7	9,3
10	9,4	9,0
13	9,2	8,6
16	9,1	9,0
20	9,1	9,1
25	9,2	8,9
32	9,3	9,5
40	9,6	10,0
50	10,0	10,6
65	10,8	10,9
80	11,6	12,3
100	12,5	13,1
125	13,1	13,2
160	13,2	12,7
200	12,6	12,2
250	11,2	11,2
320	9,1	9,1
400	7,2	7,5
500	5,7	5,4



Z	Res
1,5	16
47	8,9
80	52
490	2,5
INF	500

HZ1
 146y515 34° 55' 22.10"S
 WP11 58° 01' 42.53"O
 RMS %
 3,85

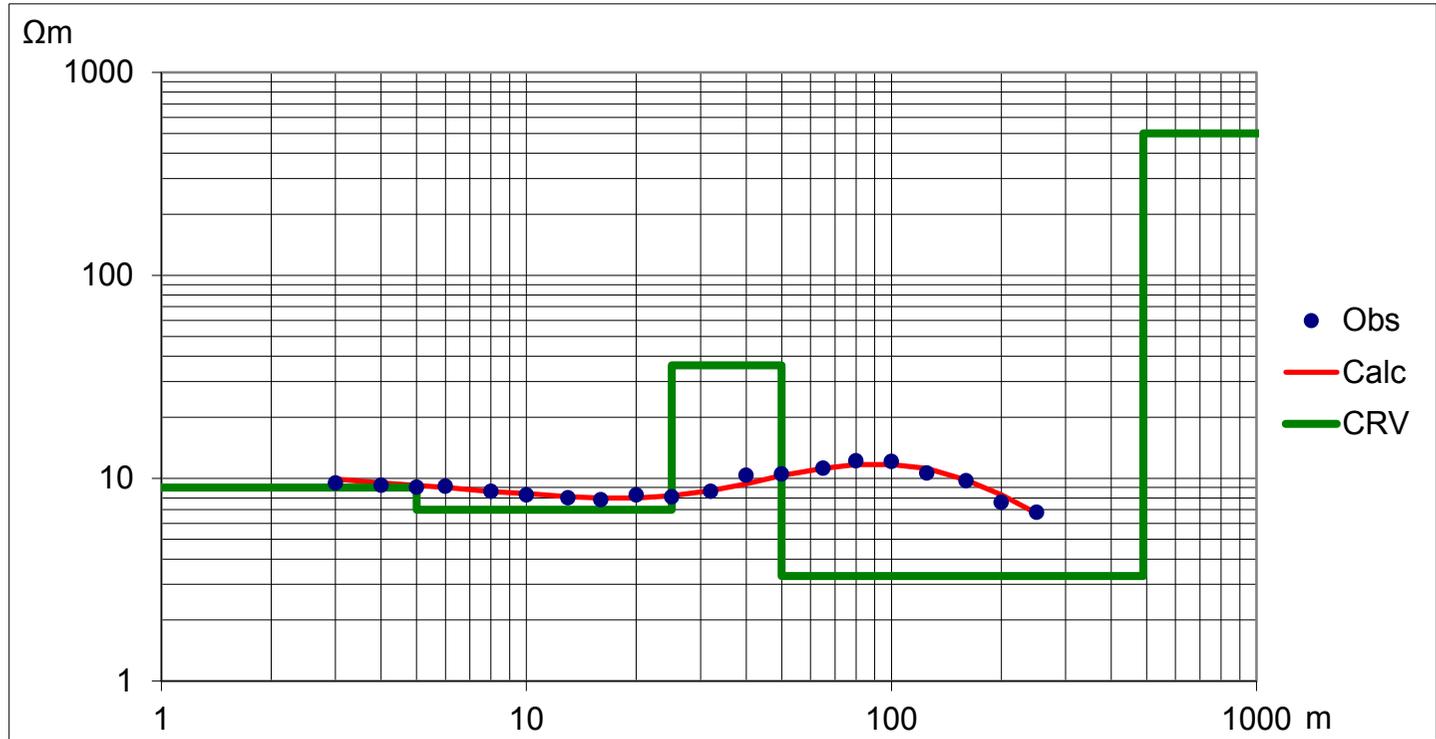
AB/2	RA_calc	RA_obs
2	10,6	11,1
3	9,4	9,4
4	8,8	8,8
5	8,5	8,8
6	8,4	8,4
8	8,2	8,2
10	8,2	8,7
13	8,1	8,0
16	8,2	8,2
20	8,2	8,7
25	8,4	8,0
32	8,6	9,2
40	9,0	9,6
50	9,4	9,1
65	10,0	9,2
80	10,3	10,0
100	10,5	10,3
125	10,3	10,2
160	9,5	9,2
200	8,4	8,5
250	7,2	7,2
320	6,0	6,2
400	5,4	5,3



Z	Res
0,9	13
25	8
50	12
65	40
470	3,5
INF	500

HZ2
 29y520 34° 54' 38.14"S
 WP6 58° 00' 16.12"O
 RMS %
 3,80

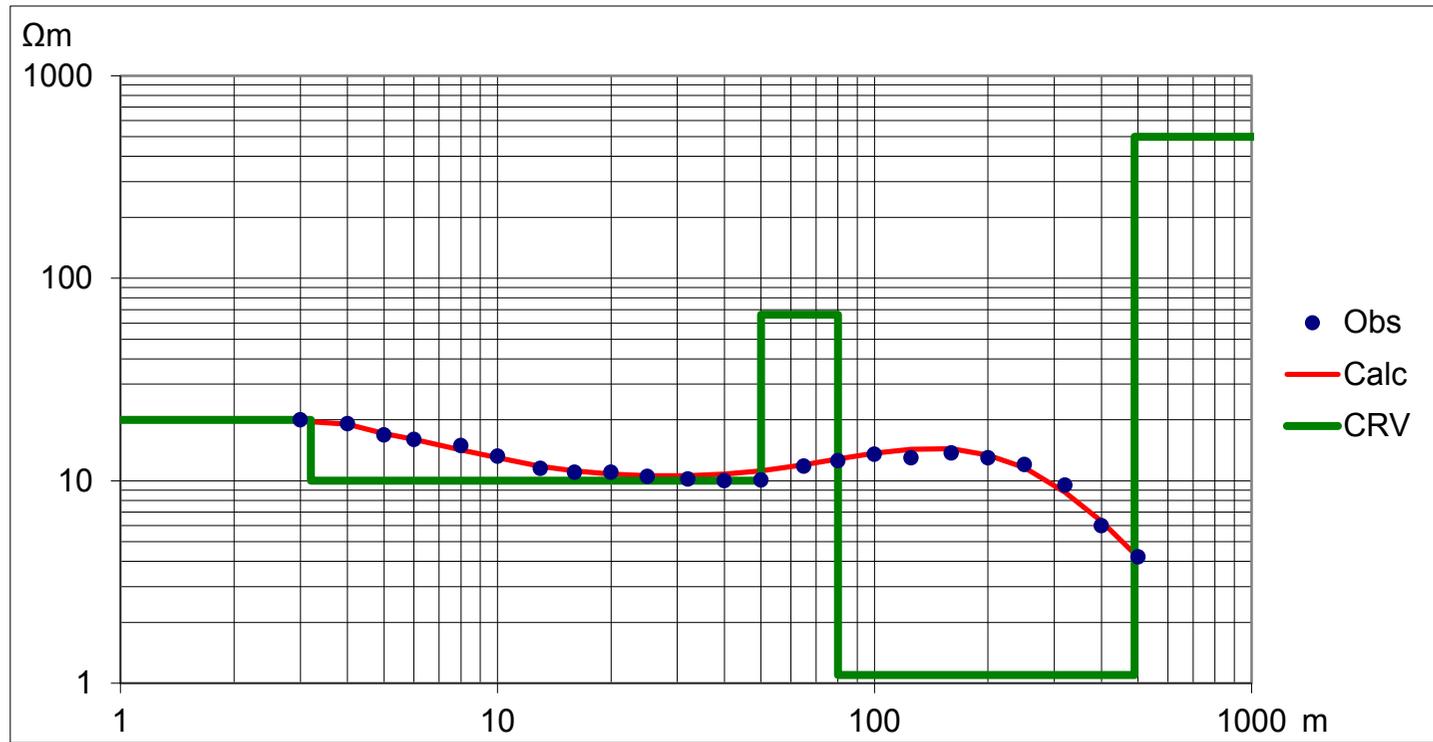
AB/2	RA_calc	RA_obs
3	9,9	9,5
4	9,5	9,2
5	9,2	9,0
6	9,0	9,1
8	8,6	8,6
10	8,4	8,3
13	8,1	8,0
16	8,0	7,8
20	8,0	8,3
25	8,2	8,1
32	8,7	8,6
40	9,4	10,3
50	10,3	10,5
65	11,2	11,2
80	11,7	12,2
100	11,7	12,1
125	11,2	10,6
160	9,8	9,7
200	8,3	7,6
250	6,7	6,8



Z	Res
0,9	12
5	9
25	7
50	36
490	3,3
INF	500

HZ3
 167y501 34° 56' 4.40"S
 RMS % 58° 03' 45.90"O
 4,59

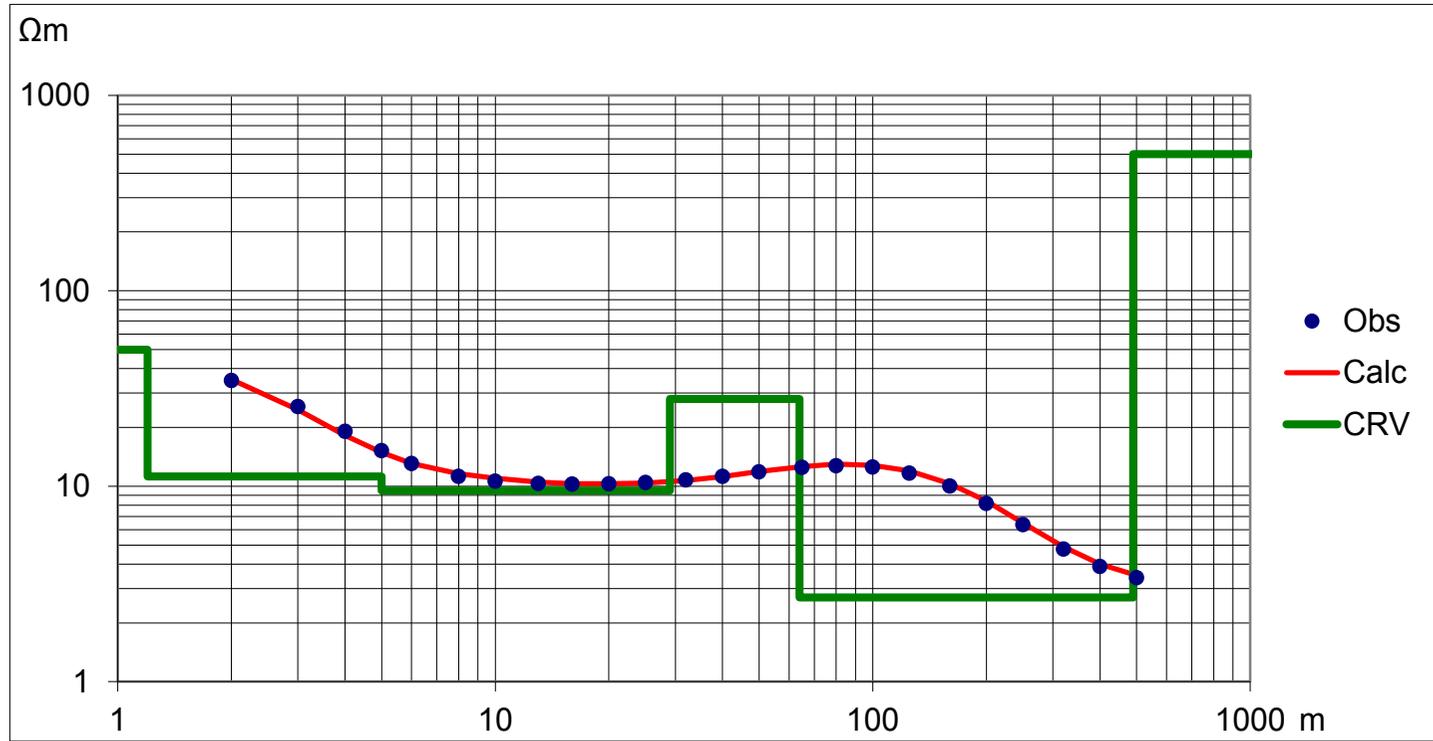
AB/2	RA_calc	RA_obs
3	19,7	20,0
4	19,0	19,1
5	17,1	16,8
6	16,0	16,0
8	14,2	14,9
10	13,0	13,2
13	11,8	11,5
16	11,2	11,0
20	10,8	11,0
25	10,6	10,5
32	10,6	10,2
40	10,8	10,0
50	11,2	10,1
65	12,0	11,8
80	12,8	12,5
100	13,7	13,5
125	14,3	13,0
160	14,4	13,7
200	13,4	13,0
250	11,6	12,0
320	8,8	9,5
400	6,3	6,0
500	4,2	4,2



Z	Res
3,2	20
50	10
80	66
490	1,1
INF	500

GT2
 501y15 34° 53' 10.34"S
 WP48 58° 01' 0.20"O
 RMS %
 2,35

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	35,2	34,7
3	24,6	25,6
4	18,2	19,1
5	14,9	15,2
6	13,1	13,1
8	11,6	11,2
10	11,0	10,6
13	10,5	10,3
16	10,3	10,2
20	10,3	10,3
25	10,4	10,4
32	10,7	10,8
40	11,2	11,2
50	11,9	11,8
65	12,6	12,5
80	13,0	12,7
100	12,8	12,5
125	12,0	11,7
160	10,3	10,0
200	8,4	8,2
250	6,5	6,3
320	4,9	4,8
400	4,0	3,9
500	3,5	3,4



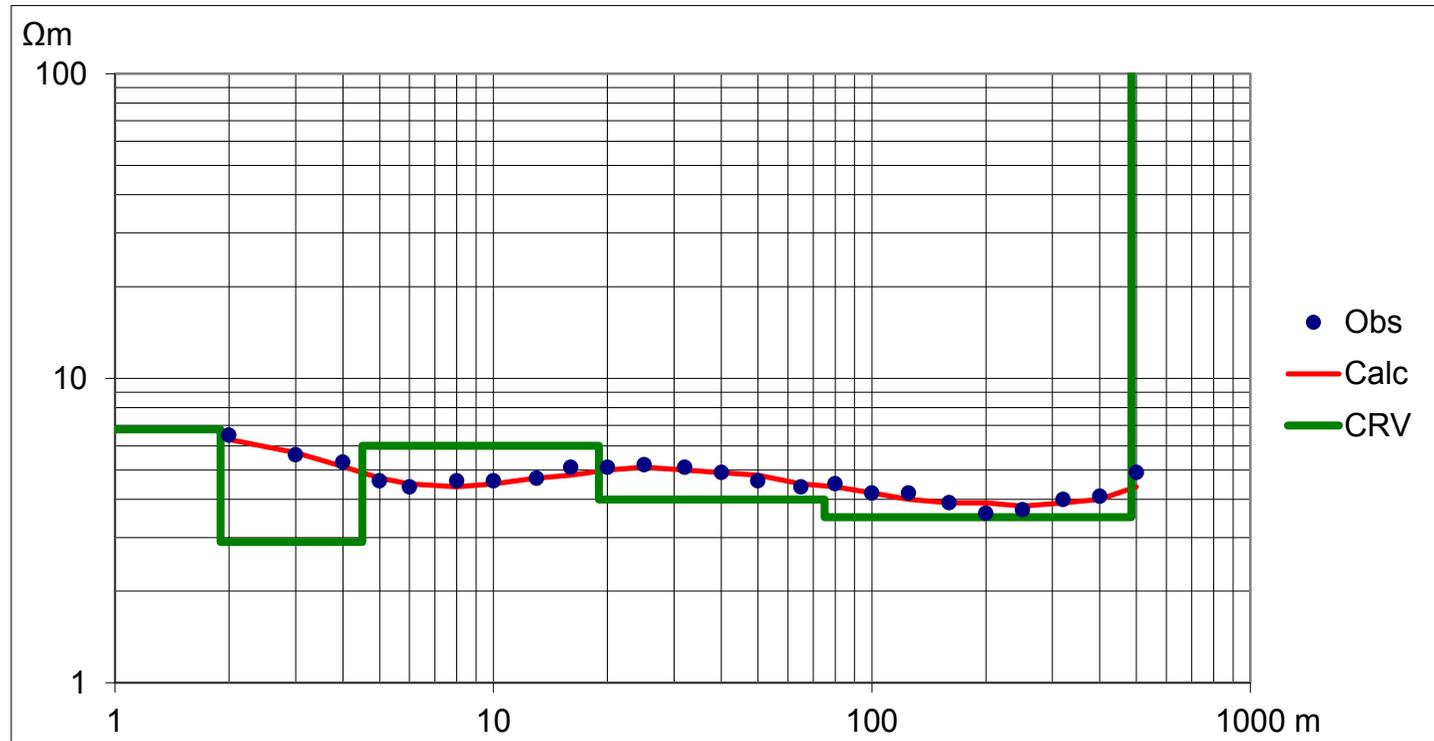
Z	Res
1,2	50
5	11,2
29	9,5
64	28
490	2,7
INF	500

LARA1

34° 50' 30.01"S
58° 02' 23.79"O

RMS %
4,08

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	6,3	6,5
3	5,7	5,6
4	5,1	5,3
5	4,7	4,6
6	4,5	4,4
8	4,4	4,6
10	4,5	4,6
13	4,7	4,7
16	4,8	5,1
20	5,0	5,1
25	5,1	5,2
32	5,0	5,1
40	4,9	4,9
50	4,8	4,6
65	4,5	4,4
80	4,4	4,5
100	4,2	4,2
125	4,0	4,2
160	3,9	3,9
200	3,9	3,6
250	3,8	3,7
320	3,9	4,0
400	4,0	4,1
500	4,4	4,9
650	5,2	5,1
800	6,1	6,7
1000	7,4	7,1



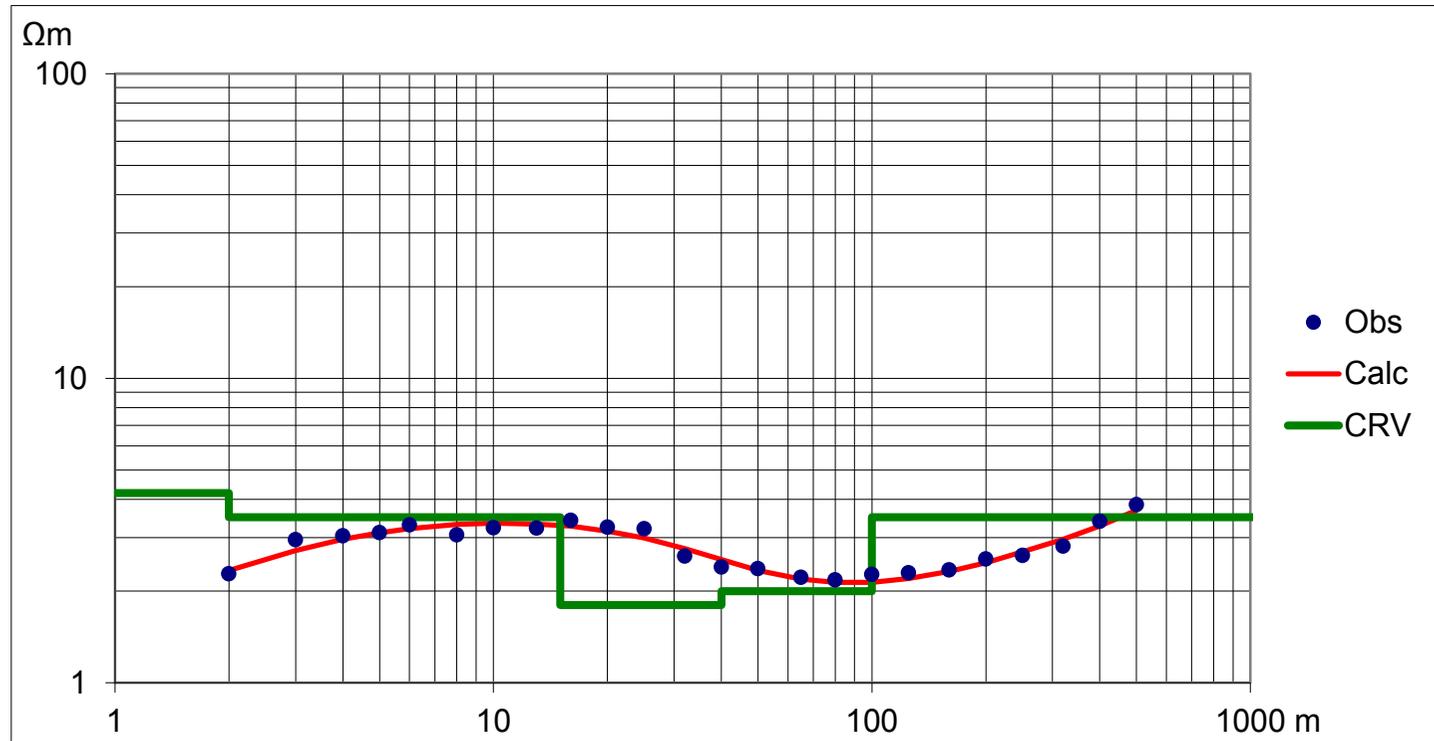
Z	Res
1,9	6,8
4,5	2,9
19	6
75	4
485	3,5
INF	500

LARA2

34° 49' 21.77"S
57° 59' 54.89"O

RMS %
4,30

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	2,3	2,3
3	2,7	3,0
4	3,0	3,0
5	3,1	3,1
6	3,2	3,3
8	3,3	3,1
10	3,3	3,2
13	3,3	3,2
16	3,3	3,4
20	3,2	3,2
25	3,0	3,2
32	2,8	2,6
40	2,5	2,4
50	2,3	2,4
65	2,2	2,2
80	2,1	2,2
100	2,1	2,3
125	2,2	2,3
160	2,3	2,4
200	2,5	2,6
250	2,7	2,6
320	3,0	2,8
400	3,3	3,4
500	3,7	3,9



Z	Res
0,9	1,7
2	4,2
15	3,5
40	1,8
100	2
490	3,5
INF	500

BER2

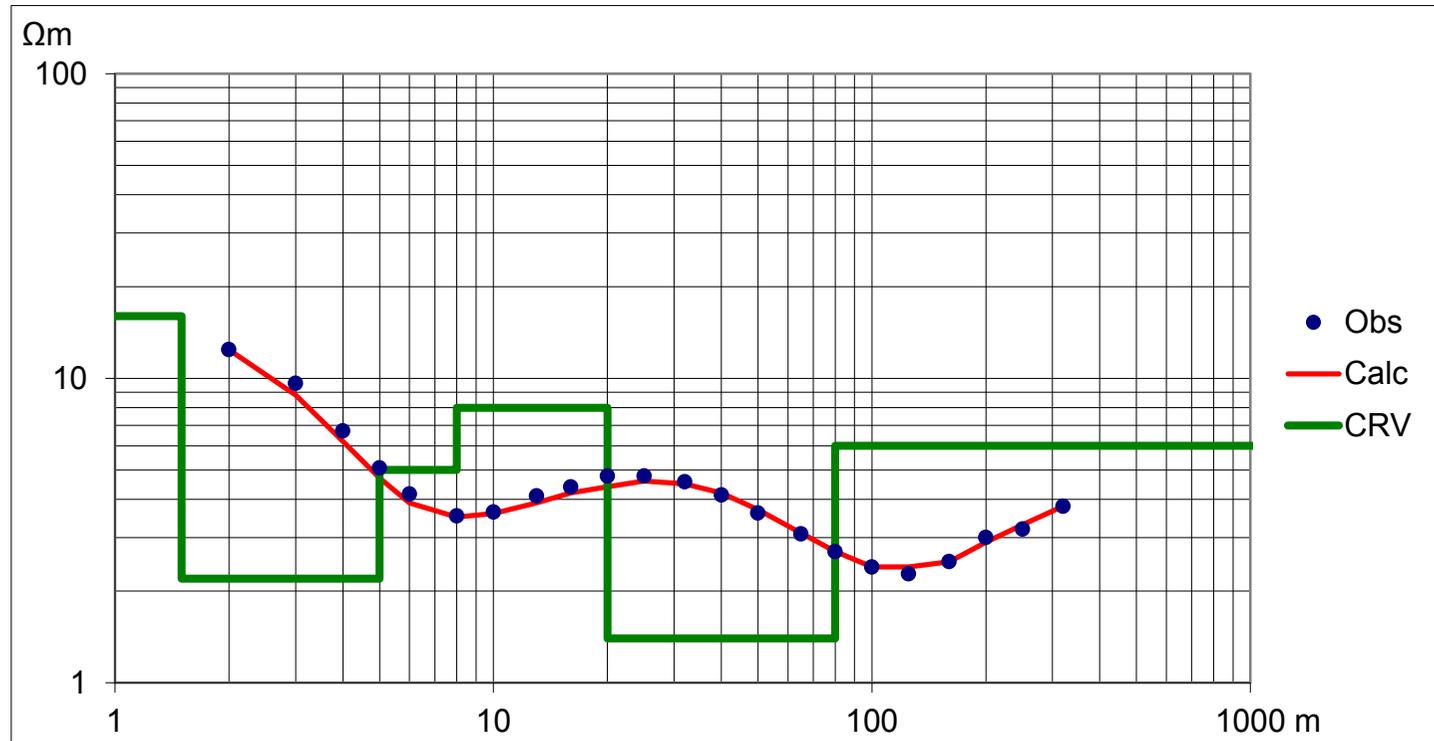
34° 53' 47.1"S

57° 53' 0.7"O

RMS %

4,31

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	12,4	12,4
3	8,8	9,6
4	6,2	6,7
5	4,7	5,1
6	3,9	4,2
8	3,5	3,5
10	3,6	3,6
13	3,9	4,1
16	4,2	4,4
20	4,4	4,8
25	4,6	4,8
32	4,5	4,6
40	4,2	4,1
50	3,7	3,6
65	3,1	3,1
80	2,7	2,7
100	2,4	2,4
125	2,4	2,3
160	2,5	2,5
200	2,9	3,0
250	3,3	3,2
320	3,8	3,8



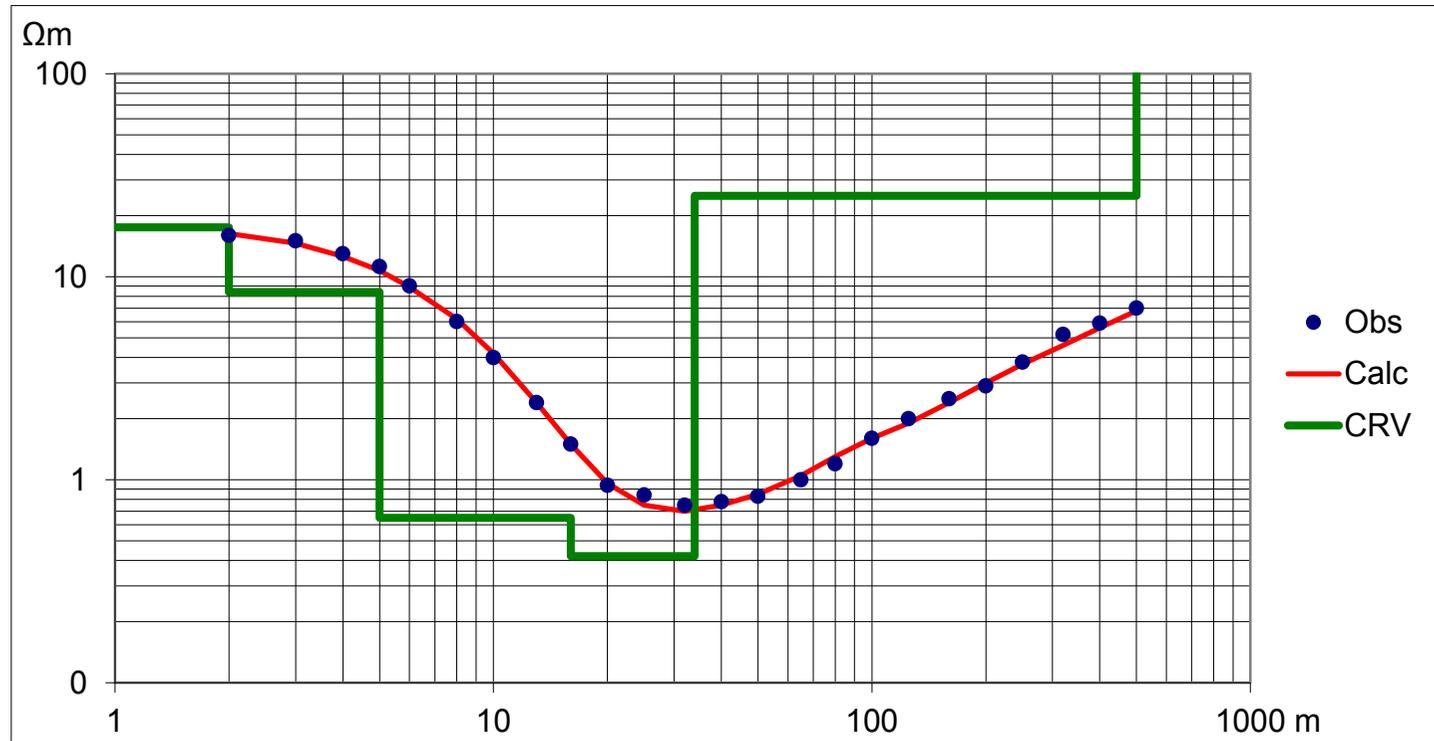
Z	Res
1,5	16
5	2,2
8	5
20	8
80	1,4
500	6
INF	500

BER3

34° 52' 58.20"S
57° 51' 10.60"O

RMS %
4,93

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	16,3	16,0
3	14,6	15,0
4	12,6	13,0
5	10,7	11,2
6	8,9	9,0
8	6,2	6,0
10	4,2	4,0
13	2,4	2,4
16	1,5	1,5
20	1,0	0,9
25	0,75	0,84
32	0,70	0,75
40	0,75	0,78
50	0,85	0,83
65	1,1	1,0
80	1,3	1,2
100	1,6	1,6
125	1,9	2,0
160	2,4	2,5
200	3,0	2,9
250	3,7	3,8
320	4,6	5,2
400	5,6	5,9
500	6,8	7,0



Z	Res
2	17,5
5	8,4
16	0,65
34	0,42
500	25
INF	500

Anexo 2. Datos Puelche partido de La Plata

Tabla A1. Esta tabla contiene los datos de las perforaciones analizadas sobre el acuífero Puelche. Se indica la denominación de los pozos con perfilaje geofísico (WP), ensayos de bombeo (PW) y los pozos con datos de resistividad eléctrica del agua del acuífero (Rw). Los parámetros que se analizan son el factor de formación medio (FFm), la profundidad del techo, espesor y resistividad normal larga del acuífero Puelche. También se indican los valores de transmisividad y conductividad hidráulica medida (Tmed; Kmed) y las estimadas con las relaciones propuestas.

ID	Latitud	Longitud	Res agua	FFm	Prof [m]	Esp [m]	Res [Ω m]	Tmed	Kmed	Kest	Test (exp)	Test (pot)
WP1	-34,948483	-57,919769	---	3,6	-41	14	42	---	---	19	286	253
WP2f	-34,964250	-58,007878	---	5,3	-41	25,6	61	676	26	24	836	631
WP3	-34,928972	-57,919792	---	2,2	-37	22,4	26	---	---	11	282	248
WP4f	-34,959789	-57,889678	---	4,1	-47	14,2	48	389	22	19	316	289
WP5	-34,947181	-57,915725	---	3,2	-34	24	37	---	---	15	401	375
WP6	-34,911075	-58,005444	---	3,1	-32	13	35	---	---	15	248	200
WP7f	-34,944108	-57,973892	---	2,8	-45	20	33	266	13	14	307	279
WP8	-34,971472	-57,984633	---	4,4	-51	5,8	51	---	---	21	208	134
WP9	-34,957300	-57,924372	---	8,0	-35	22	92	---	---	36	1391	805
WP10	-34,889475	-58,132858	---	5,6	-52	18,8	64	---	---	26	566	496
WP11	-34,923344	-58,029036	---	2,8	-54	6,8	43	---	---	13	206	131
WP12	-34,946253	-58,018264	---	4,3	-41	20,6	49	---	---	20	460	424
WP13	-34,892231	-58,137892	---	5,0	-42	23,2	58	---	---	23	654	546
WP14	-34,893081	-58,131650	---	5,6	-49	26	65	---	---	26	959	678
WP15	-34,892406	-58,126117	---	4,8	-48	22,6	55	---	---	22	589	510
WP16	-34,891606	-58,041467	---	3,9	-35	19	45	---	---	18	383	358
WP17	-34,936344	-58,032944	---	5,0	-41	27	58	---	---	23	839	633
WP18	-34,882442	-58,023697	---	3,9	-30	19,4	45	---	---	18	392	366
WP19f	-34,896681	-58,013589	---	4,7	-34	20	54	412	21	22	491	446
WP20f	-34,992178	-58,007200	---	5,1	-53	23	59	306	9	24	670	555
WP21f	-34,961294	-57,885094	---	3,6	-41	17,6	41	400	23	17	335	310
WP22	-34,973028	-57,941653	---	5,3	-53	18	61	---	---	24	502	454
WP23	-34,960703	-58,005503	---	2,6	-42	26,4	30	---	---	13	360	336

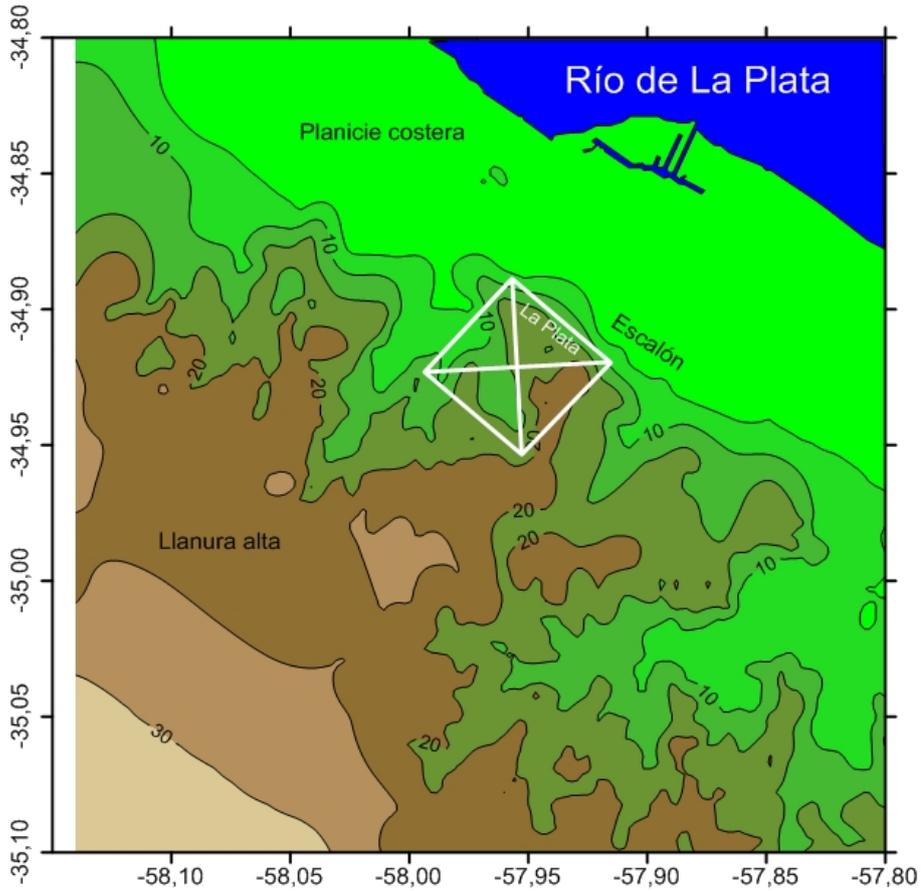
WP24	-34,970236	-57,939317	---	3,7	-45	17	43	---	---	18	335	310
WP25f	-34,986997	-57,977100	---	4,3	-49	23	49	297	10	20	521	467
WP26f	-34,880764	-57,993531	---	3,4	-42	20	39	424	21	16	355	332
WP27f	-34,960072	-58,013517	---	5,8	-44	24,8	67	901	28	27	927	667
WP28f	-34,971981	-57,997325	---	5,8	-44	28,2	67	1180	42	27	1189	752
WP29f	-34,878247	-58,094558	---	4,4	-32	19	50	462	20	20	428	398
WP30	-34,908392	-58,013836	---	5,3	-37	8,4	62	---	---	25	265	225
WP31	-34,949731	-57,902397	---	2,1	-32	21,5	24	291	12	10	266	226
WP32	-34,942858	-58,029789	---	3,6	-41	21	41	584	17	17	388	363
WP33	-34,938364	-58,001778	---	3,2	-45	16	37	215	13	15	288	255
WP34	-34,909250	-57,992739	---	1,3	-33	14,2	15	189	9	7	190	99
WP35	-34,958686	-57,899372	---	3,1	-54	7	35	---	---	15	197	113
WP36	-34,961117	-57,902089	---	2,8	-40	20	33	226	13	14	309	281
WP37	-34,964642	-57,957411	---	4,0	-45	29	47	---	---	24	664	552
WP38	-34,941058	-57,907881	---	2,8	-30	27	32	---	---	18	386	361
WP39	-34,912114	-58,066131	---	3,9	-43	15	45	---	---	22	314	287
WP40	-34,925786	-58,002586	---	2,4	-39	19	27	264	14	14	265	225
WP41	-34,917325	-58,016136	---	2,7	-42	9,6	32	---	---	15	209	136
WP42	-34,932608	-57,995644	---	3,2	-44	16	37	---	---	18	287	254
WP43	-34,949697	-58,023097	---	5,2	-42	26,3	60	623	24	26	859	641
WP44	-35,035233	-58,079772	---	5,2	-60	23	60	---	---	29	681	560
WP45	-34,874264	-58,048117	---	2,4	-47	10,5	28	151	14	13	207	132
WP46	-34,894903	-58,057997	---	2,8	-48	8	33	---	---	15	200	119
WP47	-34,916378	-58,010675	---	2,3	-38	12	27	---	---	14	214	144
WP48f	-34,882467	-58,012228	---	2,6	-31	22	30	363	17	14	313	286

ID	Latitud	Longitud	Res agua	FFm	Prof [m]	Esp [m]	Res [Ω m]	Tmed	Kmed	Kest	Test (exp)	Test (pot)
PW7	-34,896831	-58,001672	---	---	-26	28	---	527	19	---	---	---
PW8	-34,954767	-57,972469	---	---	-48	26	---	222	8	---	---	---
PW9	-34,963564	-57,919303	---	---	-42	21	---	480	21	---	---	---
PW10	-34,903042	-58,020739	---	---	-42	16	---	170	11	---	---	---
PW11	-34,940075	-57,985186	---	---	-46	22	---	282	13	---	---	---
PW14	-34,938550	-58,001822	---	---	-42	19,5	---	215	10	---	---	---
PW15	-34,949953	-58,022586	---	---	-32	35	---	708	26	---	---	---
PW16	-34,875833	-58,075189	---	---	-34	24	---	439	20	---	---	---
PW17	-34,950111	-57,886864	---	---	-48	14	---	345	16	---	---	---
PW18	-34,849850	-58,093006	---	---	-44	18	---	313	14	---	---	---
PW19	-34,908719	-57,992194	---	---	-30	18,5	---	189	9	---	---	---
PW20	-34,926025	-58,002489	---	---	-36	25	---	264	11	---	---	---
PW21	-34,874481	-58,047972	---	---	-44	14,5	---	151	11	---	---	---
PW22	-34,949742	-57,902394	---	---	-31	23,5	---	291	12	---	---	---
PW24	-34,961150	-57,902067	---	---	-51,5	8	---	226	13	---	---	---
PW26	-34,913756	-57,990969	---	---	-41,5	11	---	213	21	---	---	---
PW27	-34,943056	-58,029686	---	---	-40	29	---	584	19	---	---	---
PW29	-35,008397	-58,060792	---	---	-56	38	---	1281	37	---	---	---

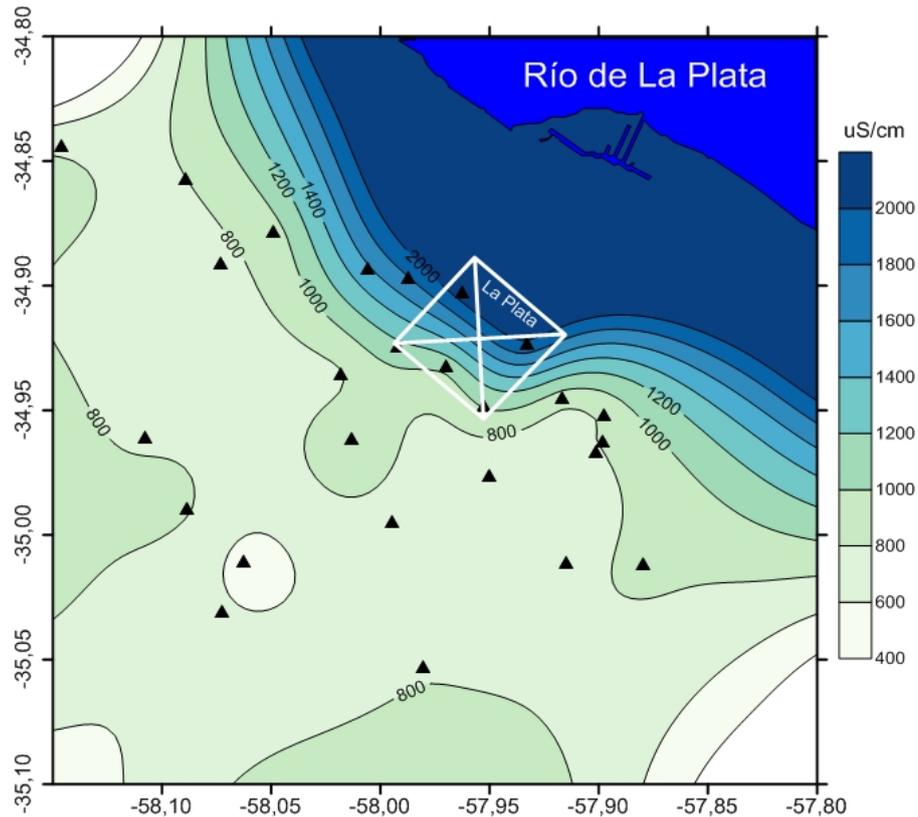
ID	Latitud	Longitud	Res agua	FFm	Prof [m]	Esp [m]	Res [Ω m]	Tmed	Kmed	Kest	Test (exp)	Test (pot)
Rw1	-34,936117	-58,017939	12,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw2	-34,961969	-58,013261	10,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw3	-34,995358	-57,994664	14,3	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw4	-34,976681	-57,950175	15,6	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw5	-34,967156	-57,901106	13,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw6	-34,952742	-57,897603	12,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw7	-35,011778	-57,915008	13,5	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw8	-34,945467	-57,916975	11,4	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw9	-34,948686	-57,952533	10,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw10	-34,924189	-57,932806	5,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw11	-34,932769	-57,969983	9,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw12	-34,925169	-57,992258	9,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw13	-34,903542	-57,962275	4,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw14	-34,897311	-57,987481	5,6	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw15	-34,893942	-58,006092	6,3	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw16	-34,879261	-58,048778	10,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw17	-34,891903	-58,073128	12,9	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw18	-35,012242	-57,879475	12,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw19	-34,857900	-58,089400	12,6	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw20	-34,961339	-58,107697	12,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw21	-34,844567	-58,146258	12,7	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw22	-34,990000	-58,088544	12,2	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw23	-35,011578	-58,062725	18,3	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw24	-34,962967	-57,898075	12,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw25	-35,053733	-57,980725	12,8	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Rw26	-35,031478	-58,072417	16,0	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Anexo 3. Mapas Partido de La Plata

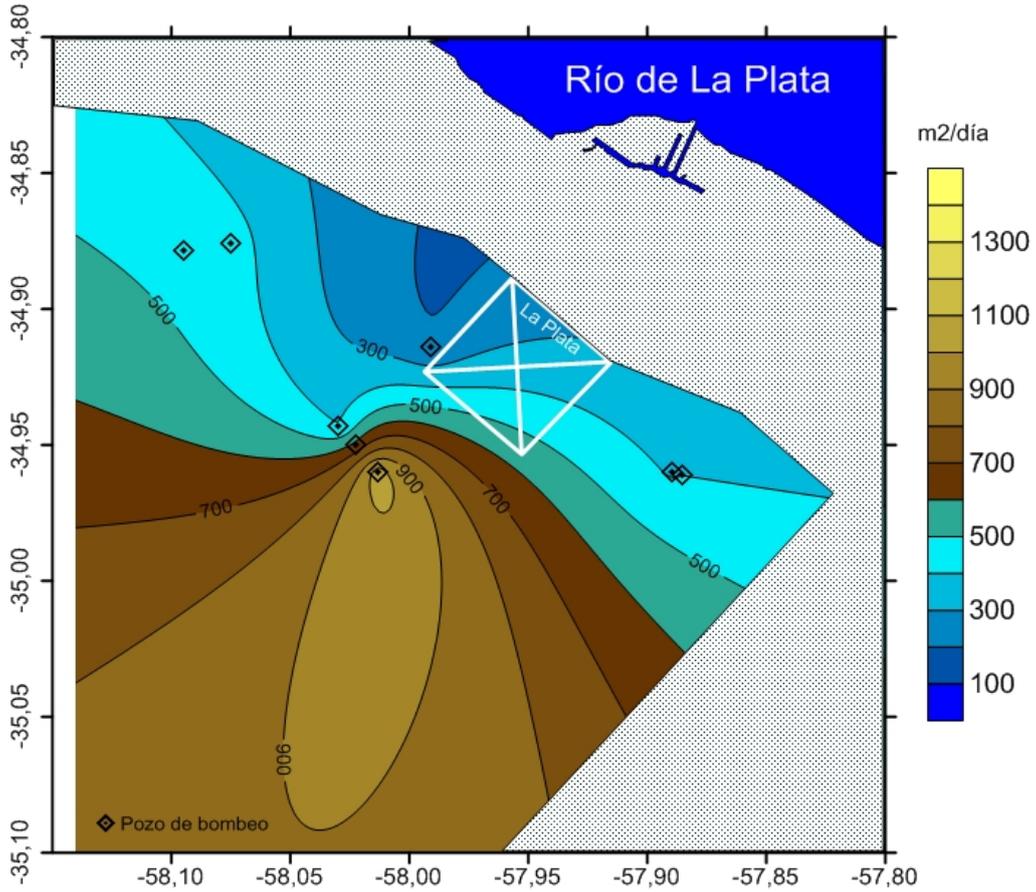
Altura sobre el nivel del mar



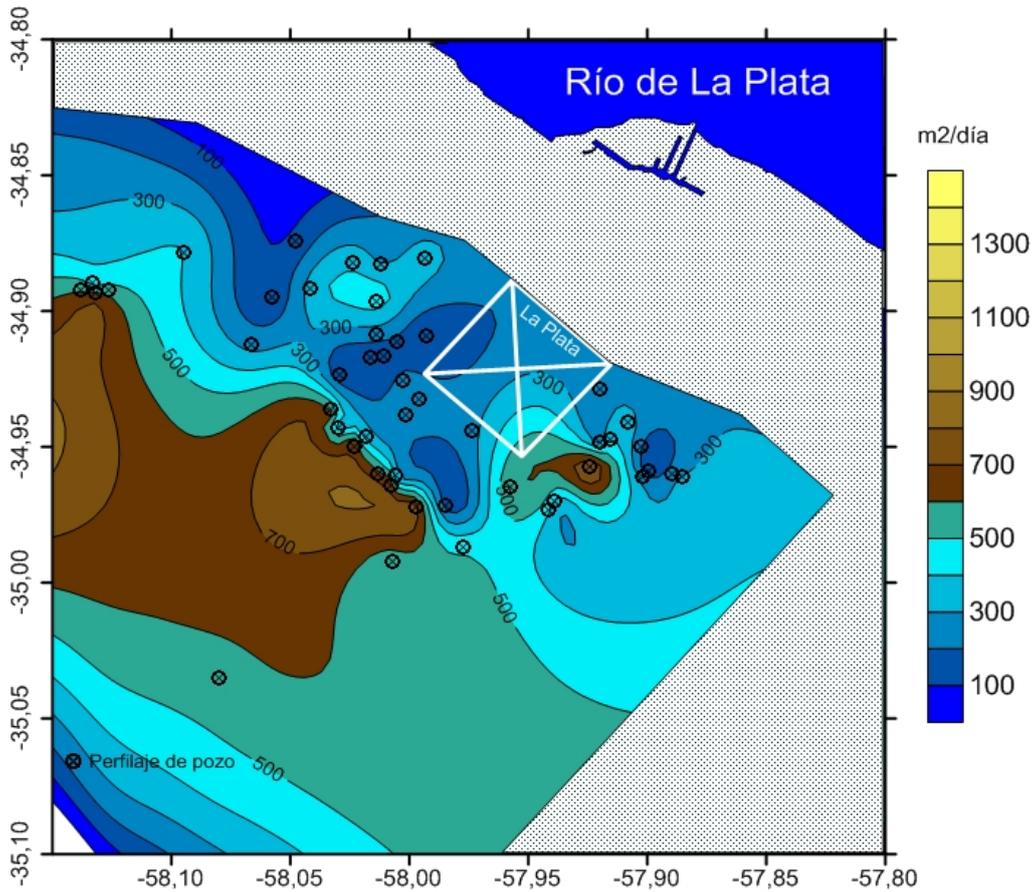
Conductividad eléctrica del agua



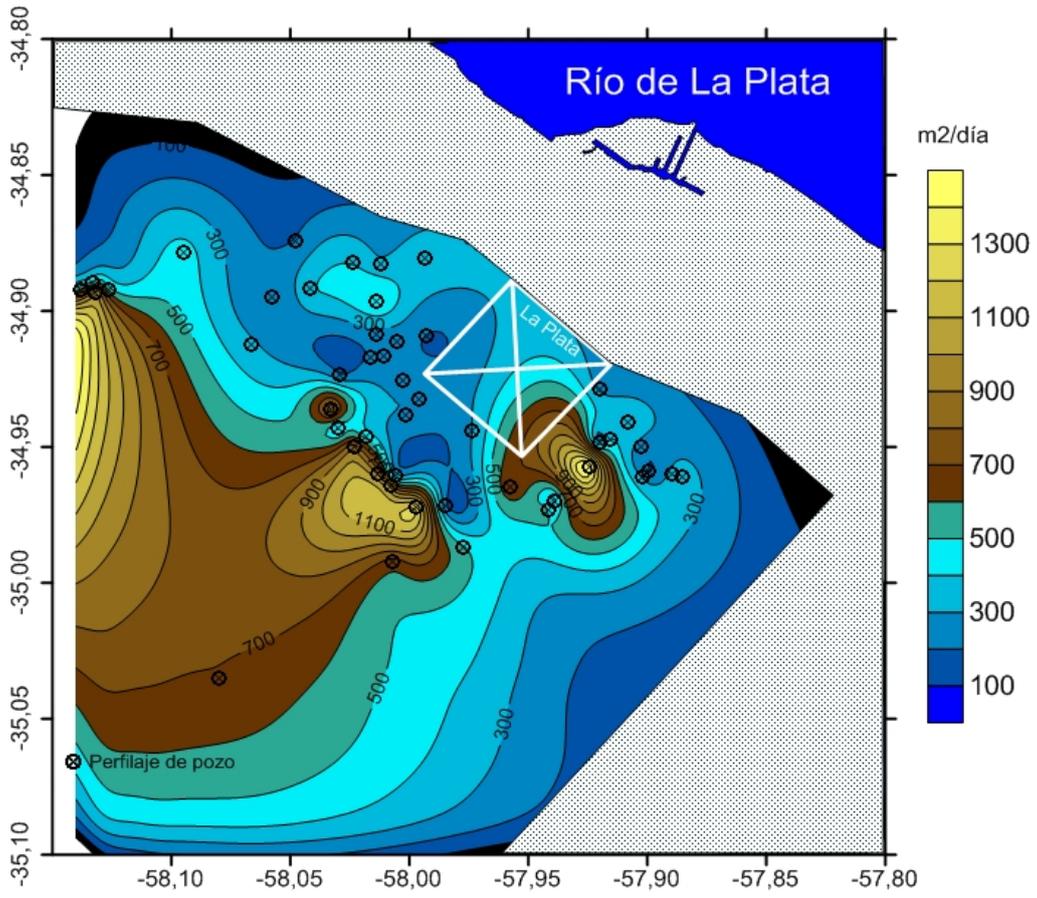
Transmisividad hidráulica estimada en ensayos de bombeo



Transmisividad hidráulica derivada de la relación potencial



Transmisividad hidráulica derivada de la relación exponencial



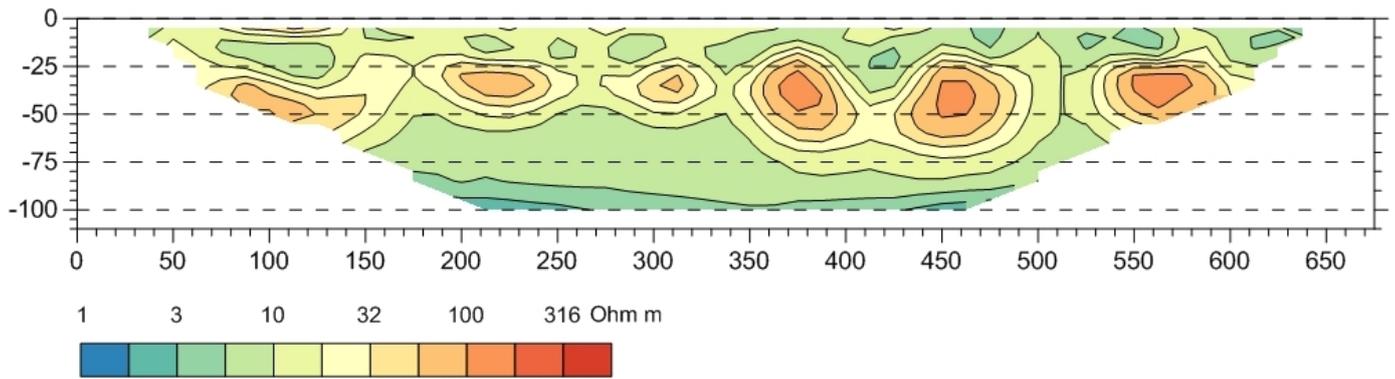
Anexo 4. Tomografías de resistividad eléctrica

Partido de La Plata

Tabla A1. Coordenadas del punto de inicio de cada tomografía eléctrica y orientación aproximada de la línea.

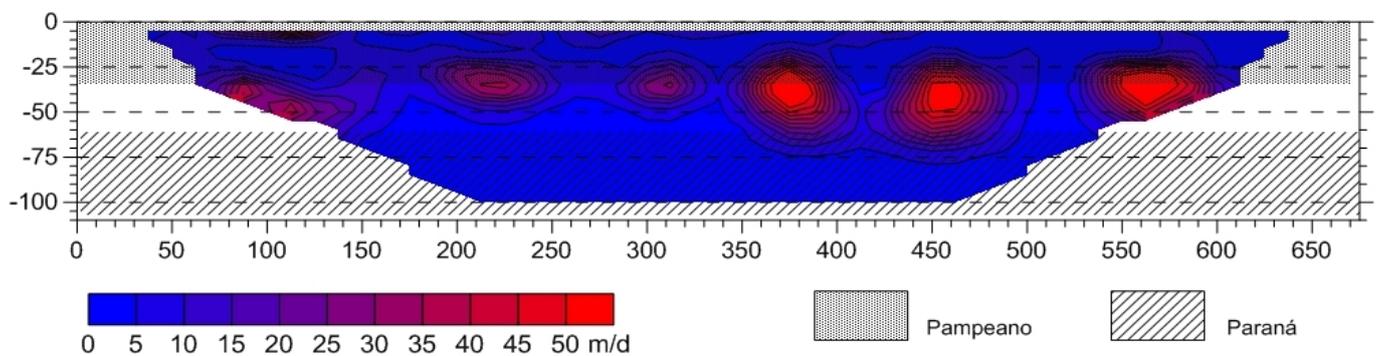
ID	Latitud	Longitud	Orientación
TE - PEco	34°51'49.83"S	58° 4'30.55"O	SW-NE
TE - RdN	34°53'6.63"S	58° 1'21.56"O	SW-NE
TE - 501	34°56'24.47"S	58° 4'8.23"O	SW-NE

TE-PEco

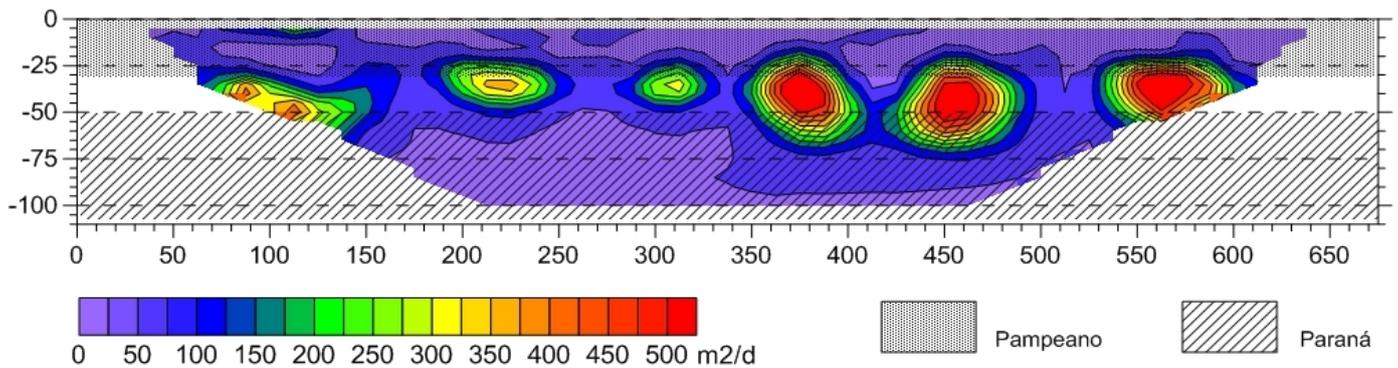


RMS=12.5%

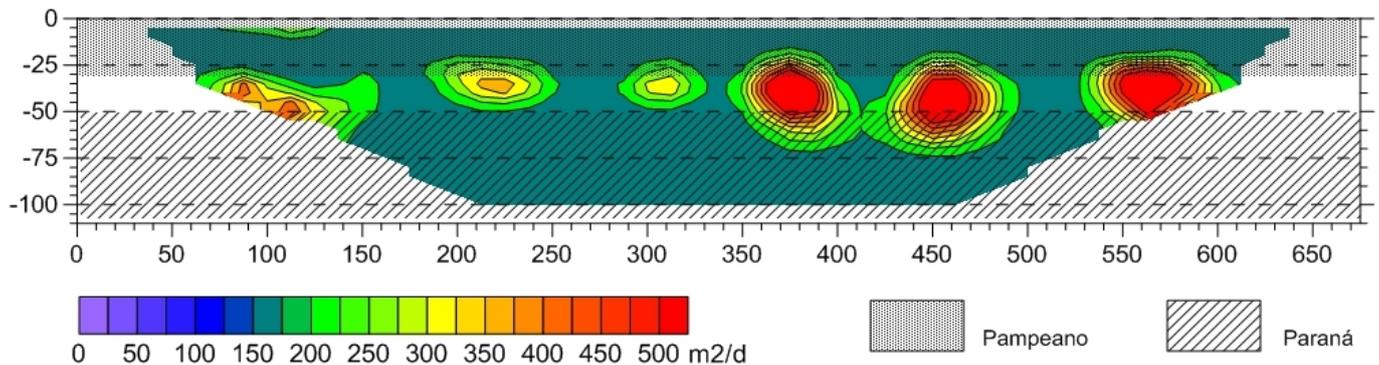
Sección 2D de conductividad hidráulica



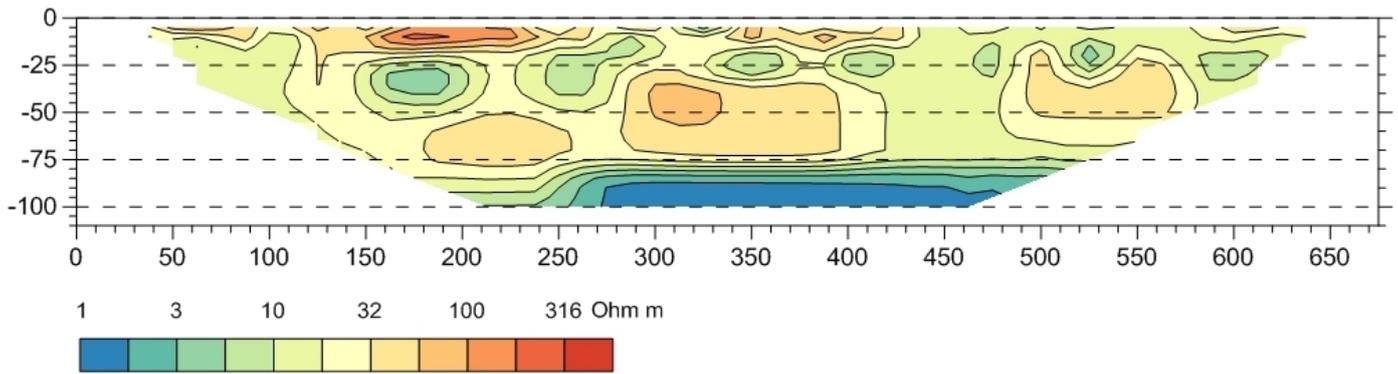
Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación potencial)



Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación exponencial)

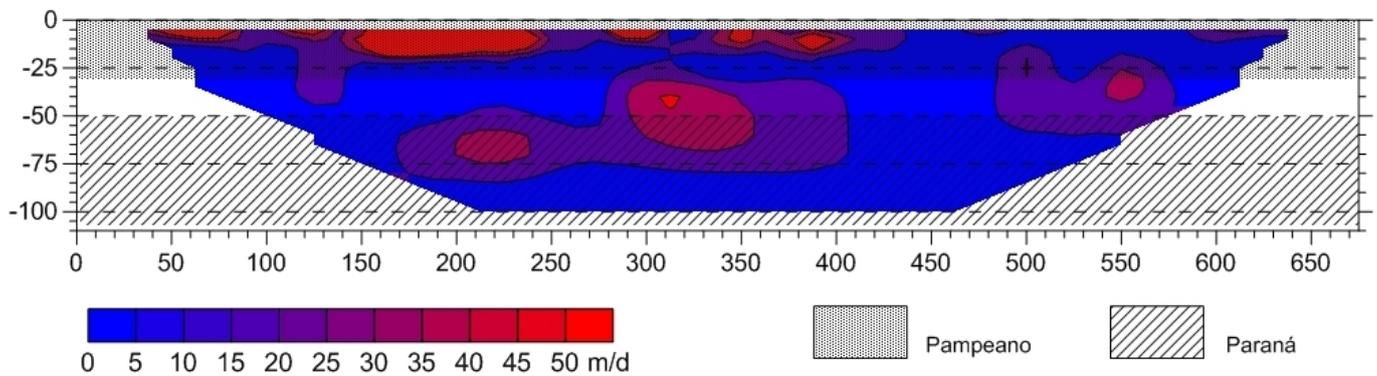


TE-RdN

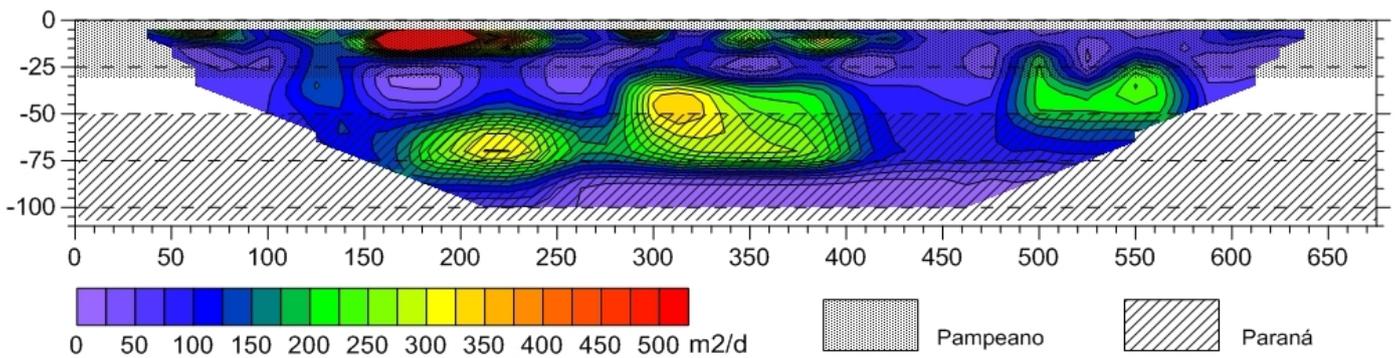


RMS=15.3%

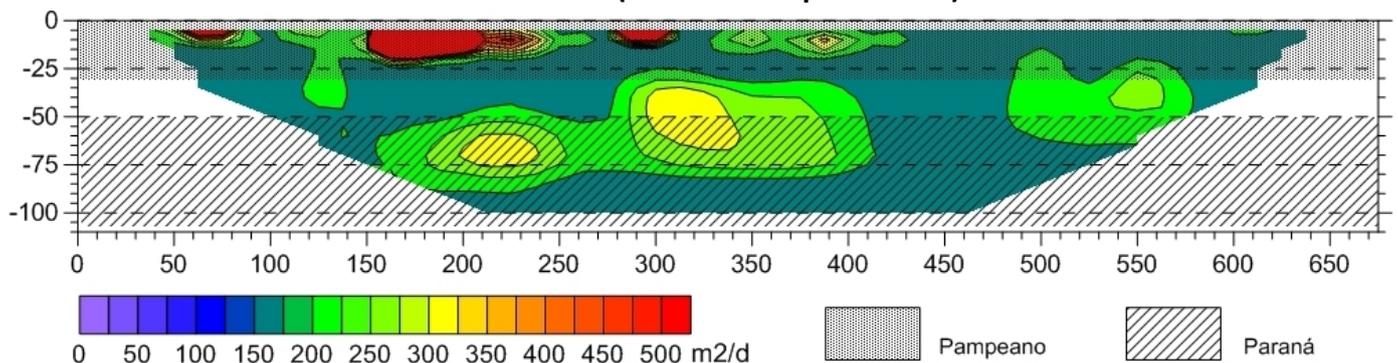
Sección 2D de conductividad hidráulica



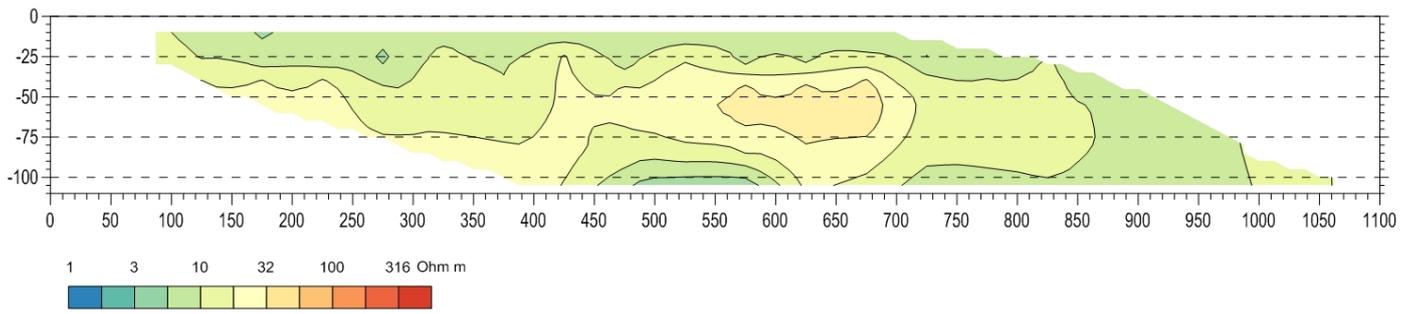
Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación potencial)



Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación exponencial)

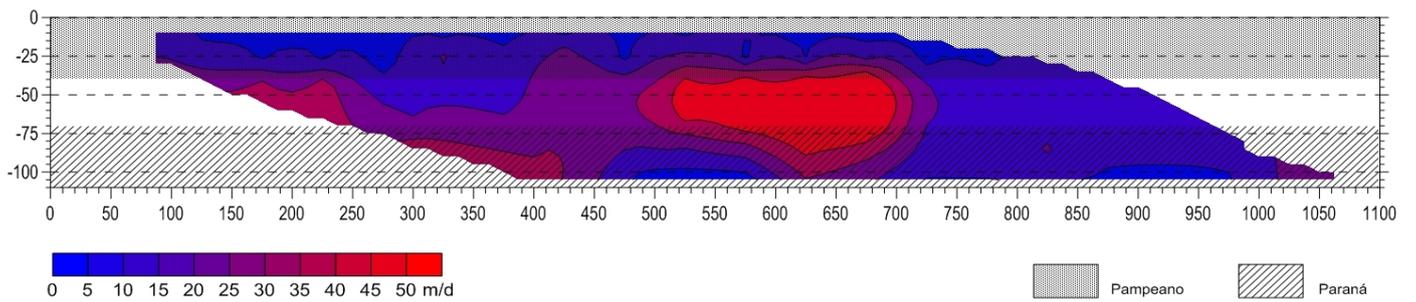


TE-501

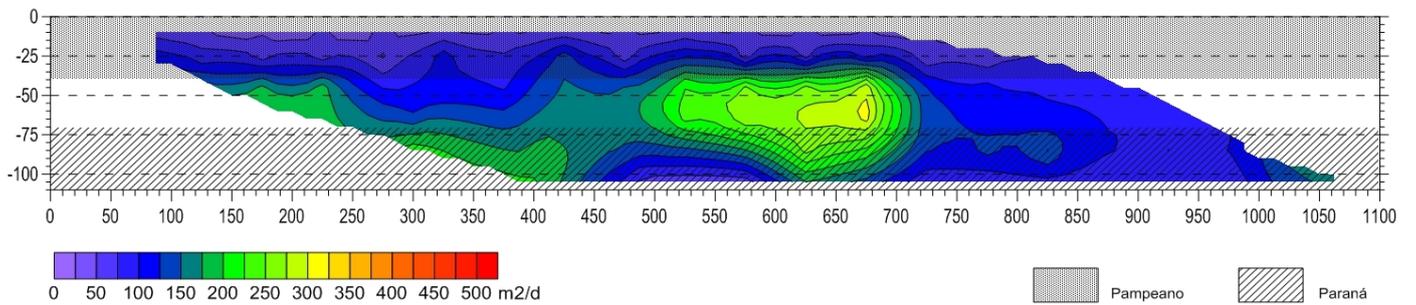


RMS=12.9%

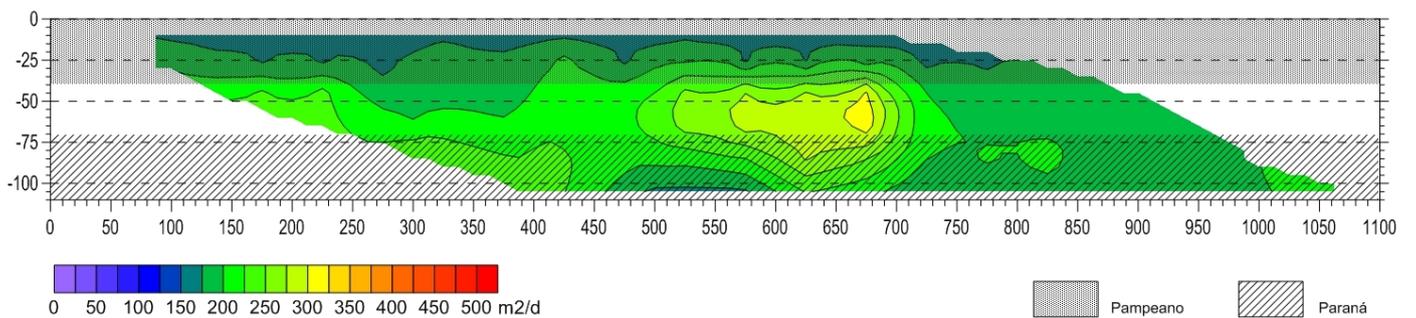
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación potencial)



Sección 2D de transmisividad hidráulica (Relación exponencial)



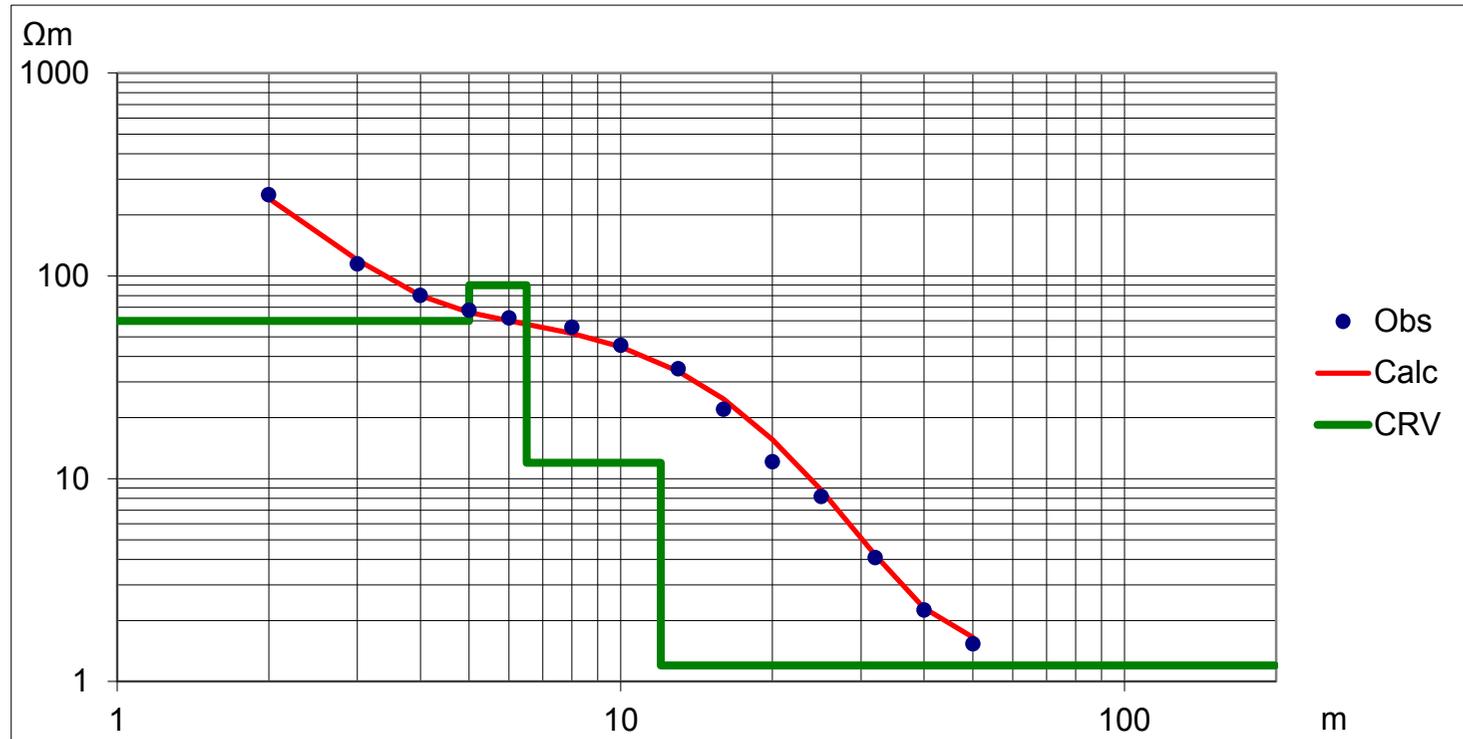
Anexo 5. Curvas sondeos eléctricos verticales Partido de la Costa

SCT-1

36° 23.599' S
56° 42.570' O

RMS %
3,76

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	241,0	251,4
3	120,0	114,4
4	79,8	79,9
5	66,1	67,6
6	60,0	62,0
8	52,1	55,8
10	44,7	45,4
13	33,9	34,8
16	24,7	21,9
20	15,6	12,1
25	8,80	8,17
32	4,20	4,08
40	2,30	2,25
50	1,65	1,53



Z	Res
0,83	610
5	60
6,5	90
12	12
INF	1,2

SCT-2

36° 22' 16.30"S

56° 42' 43.10"O

RMS %

4,48

NF

1,97

AB/2

RA_calc

RA_obs

2

254

251

3

168

178

4

108

108

5

74,0

69,1

6

55,4

57,6

8

38,8

40,2

10

30,9

31,9

13

22,5

21,5

16

15,9

14,9

20

9,5

8,9

25

4,90

5,01

32

2,20

2,16

40

1,20

1,17

50

1,01

1,00

65

1,06

0,98

80

1,14

1,10

100

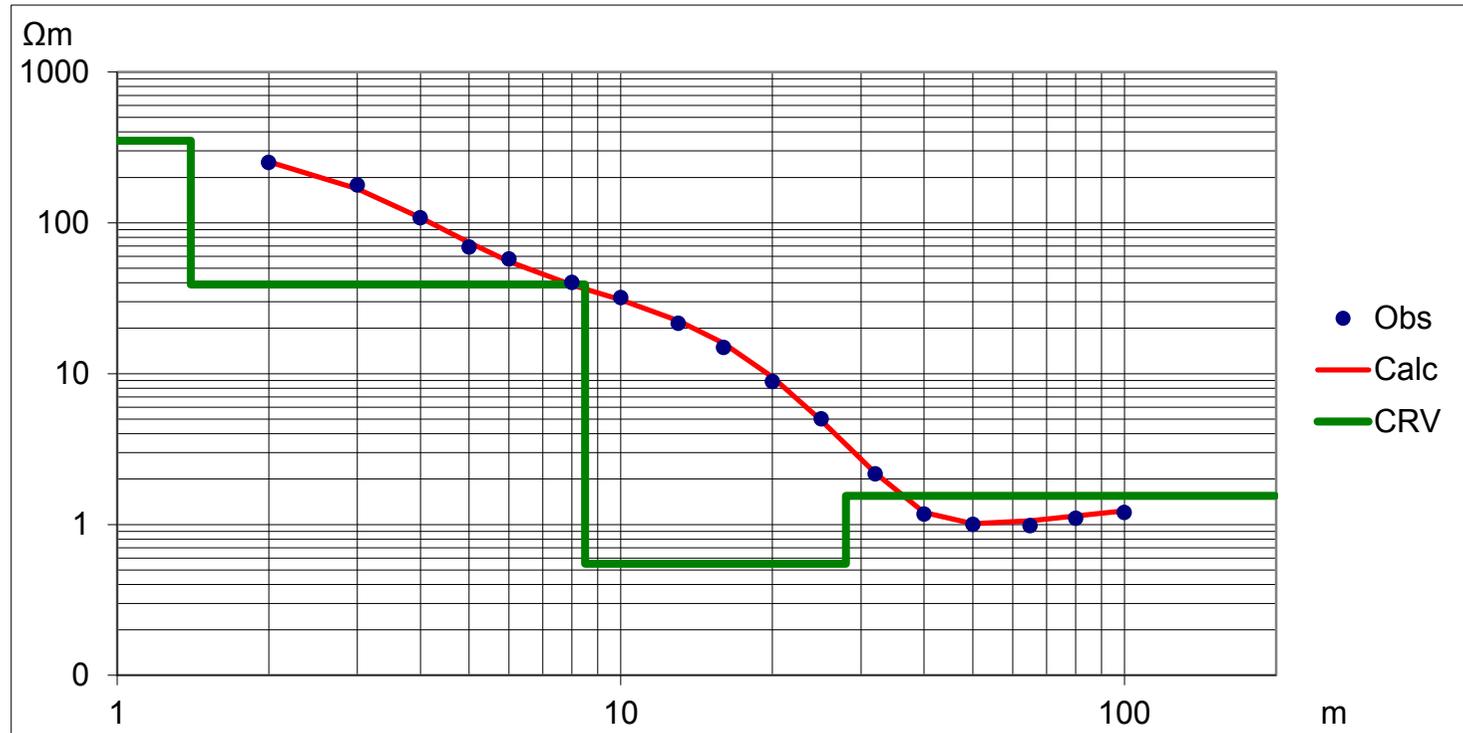
1,23

1,20

125

1,30

1,30

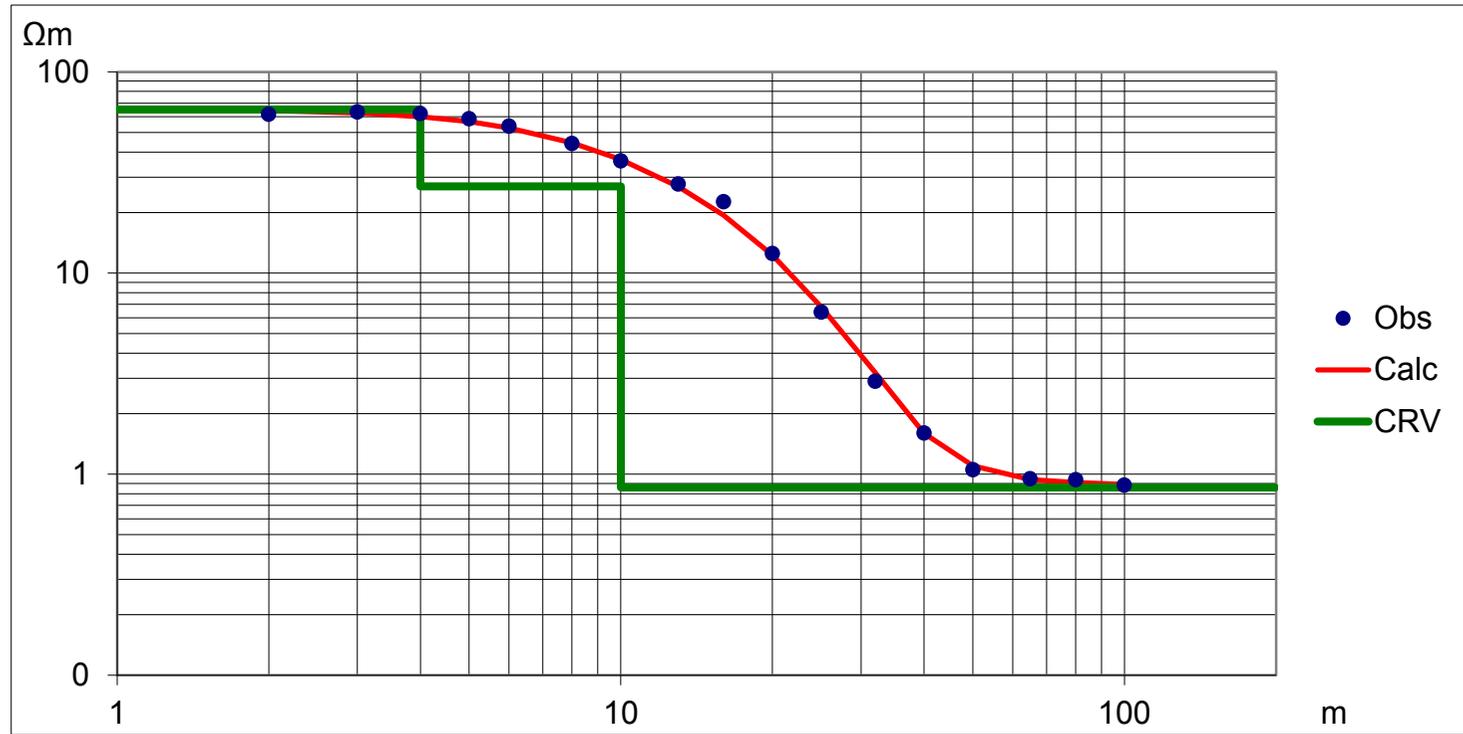


Z	Res
1,4	350
8,5	39
28	0,55
INF	1,55

TERE
(F2-CFI) 36° 31.919'S
56° 43.773'O

RMS %
4,02

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	64,2	61,5
3	62,6	63,2
4	60,0	62,0
5	56,6	58,5
6	52,7	53,8
8	44,5	44,1
10	36,7	36,1
13	26,9	27,7
16	19,4	22,6
20	12,3	12,5
25	6,80	6,40
32	3,20	2,90
40	1,60	1,60
50	1,10	1,05
65	0,94	0,95
80	0,91	0,94
100	0,89	0,88

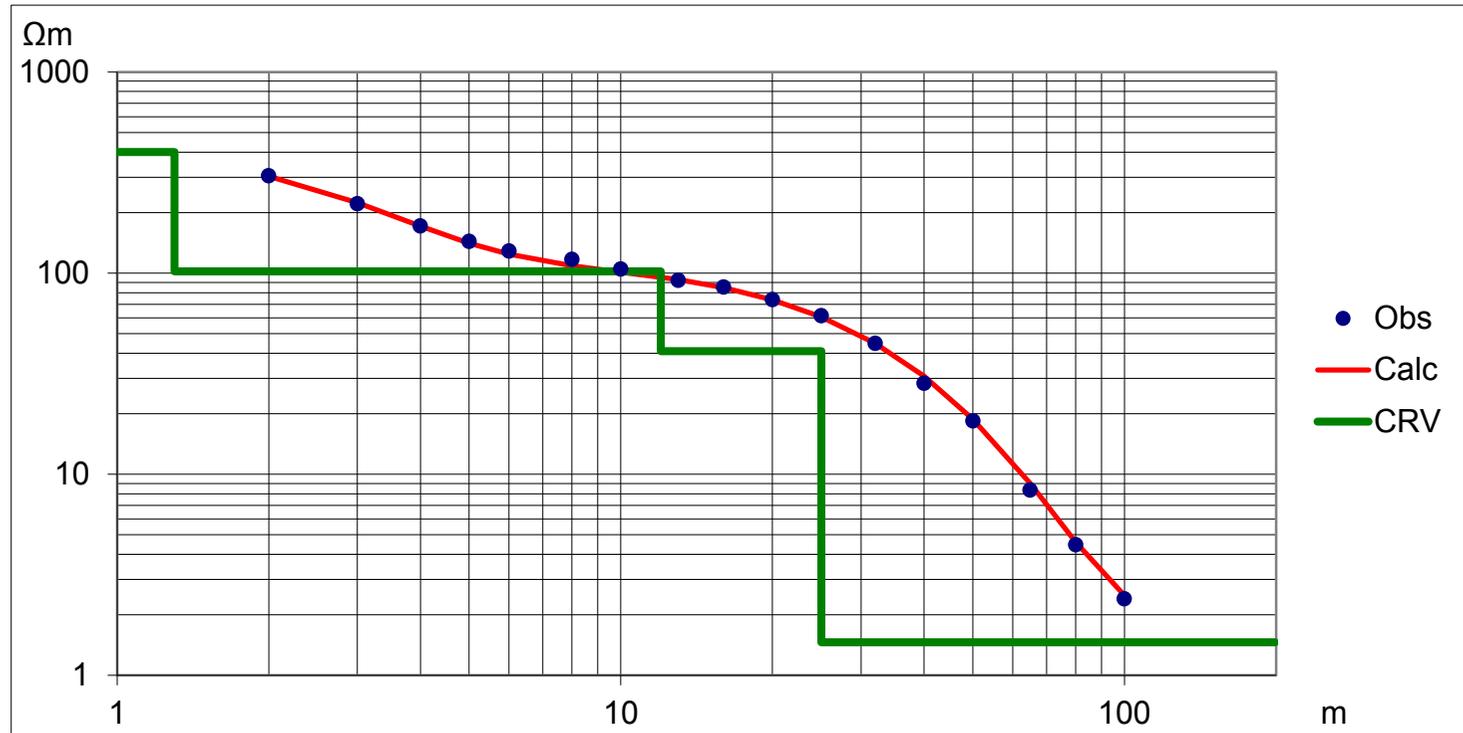


Z	Res
4	65
10	27
INF	0,86

MAJO
(K3-CFI) 36° 43.907' S
56° 40.840' O

RMS %
3,53

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	303	305
3	224	222
4	171	172
5	141	144
6	125	129
8	109	117
10	101	105
13	93	92,2
16	84,8	85,4
20	73,8	73,8
25	60,7	61,47
32	44,8	44,65
40	30,8	28,30
50	18,8	18,40
65	9,0	8,3
80	4,6	4,5
100	2,5	2,4

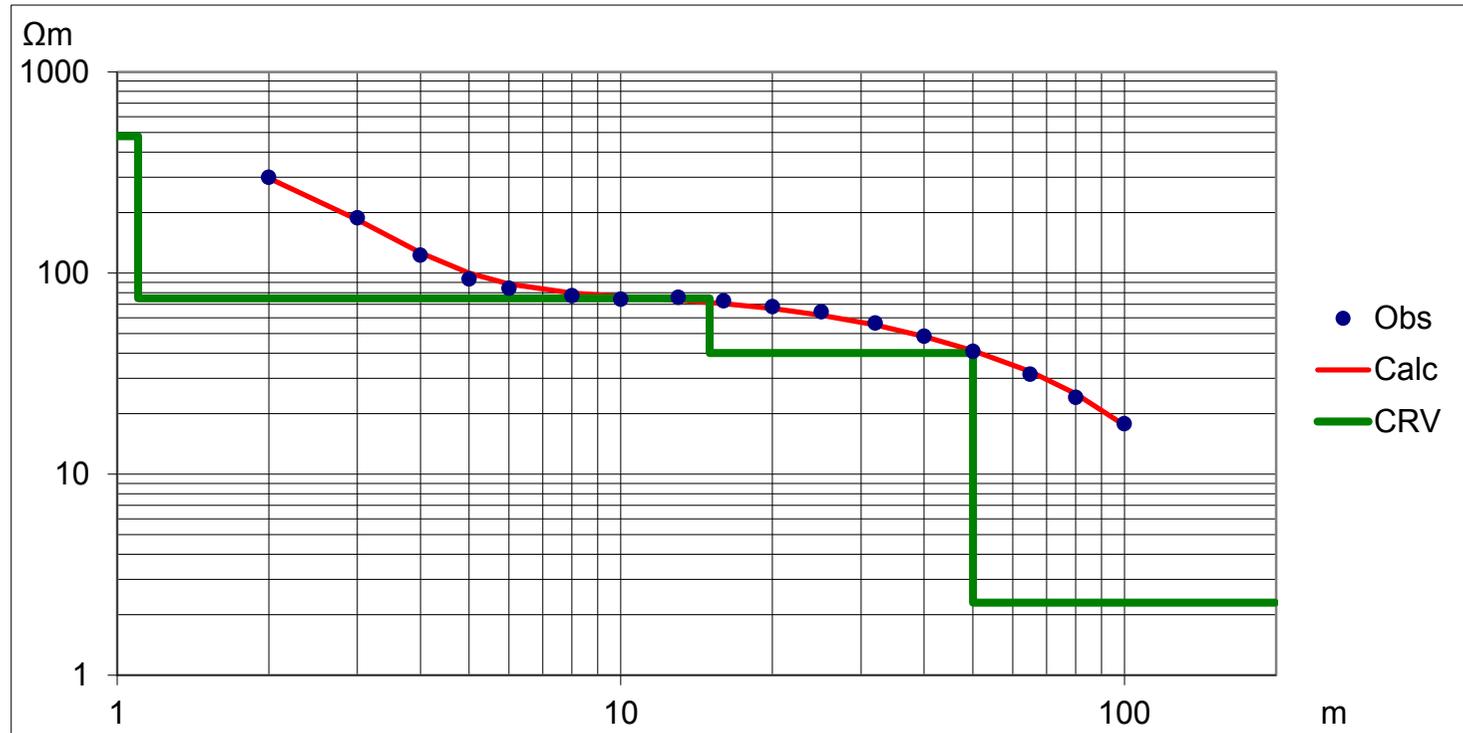


Z	Res
1,3	400
12	102
25	41
INF	1,46

COBO
(O5-CFI) 36° 51.120' S
56° 42.614' O

RMS %
4,13

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	296,0	299,6
3	184,0	188,0
4	126,0	122,7
5	100,0	93,3
6	88,2	83,9
8	79,7	77,1
10	76,5	74,2
13	73,4	75,7
16	70,6	72,8
20	66,8	68,0
25	61,80	64,24
32	55,20	56,39
40	48,40	48,54
50	41,20	40,80
65	32,4	31,4
80	25,1	24,1
100	17,5	17,8
125	11,1	11,8
160	6,2	5,6
200	3,9	4,0



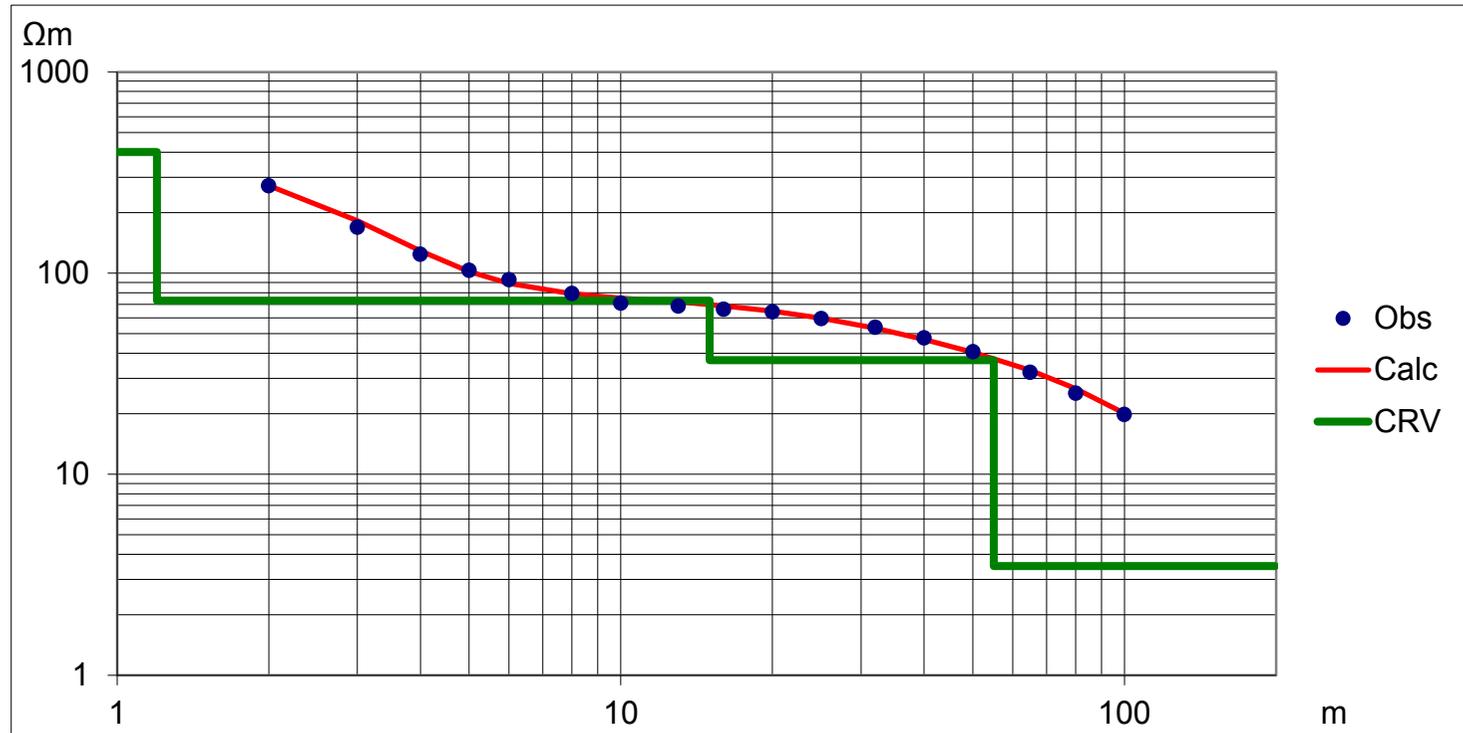
Z	Res
1,1	480
15	75
50	40
INF	2,3

PMED

36° 52.040' S
56° 42.742' O

RMS %
4,13

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	273	272,0
3	182	169,2
4	129	124,1
5	102	103,3
6	89	92,9
8	79	79,1
10	75	70,9
13	72	68,7
16	68,6	66,0
20	64,7	64,2
25	59,70	59,48
32	53,20	53,85
40	46,80	47,60
50	40,40	40,70
65	32,9	32,1
80	26,7	25,3
100	20,1	19,8
125	14,0	14,3
160	8,8	8,4
200	6,0	5,4



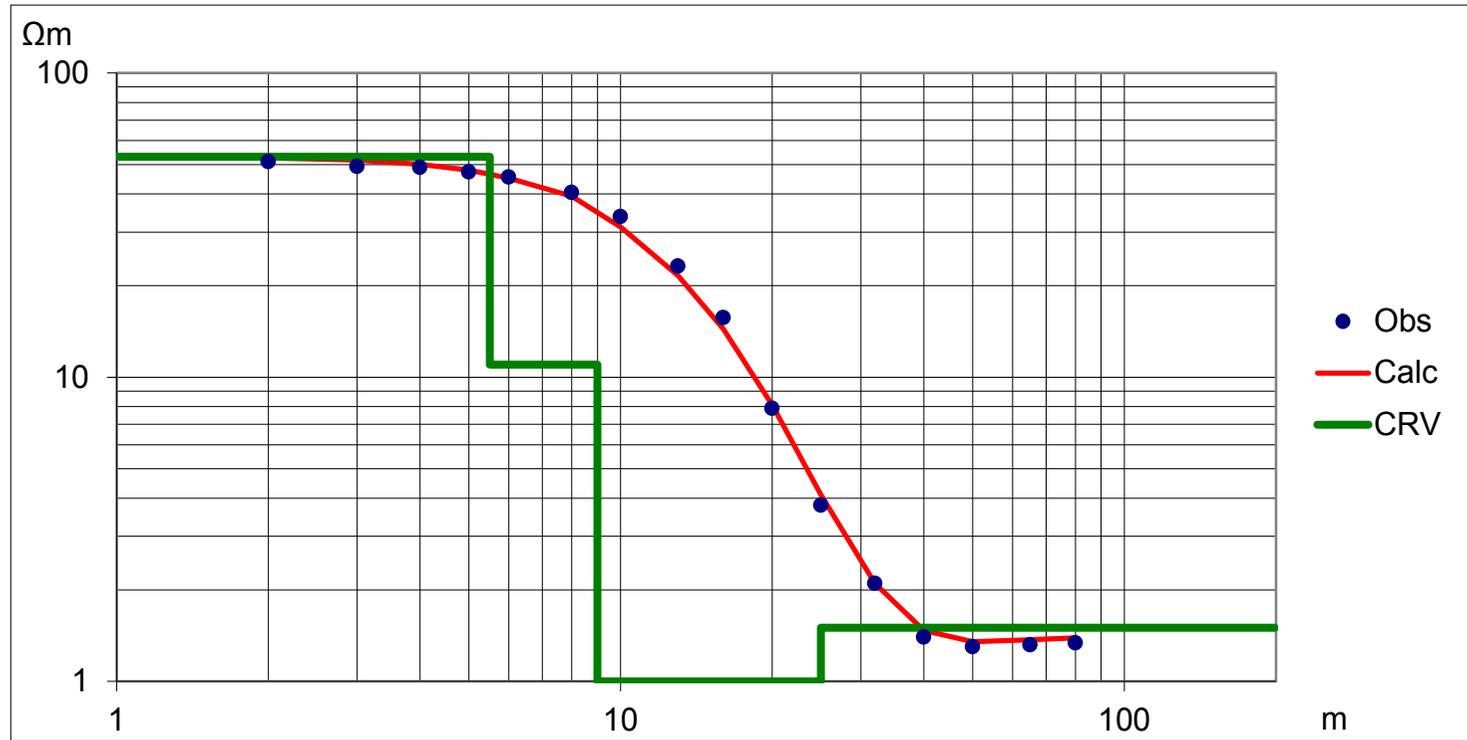
Z	Res
1,2	400
15	73
55	37
INF	3,5

A1

36°20'42.18"S
56°43'28.32"O

RMS %
4,87

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	52,6	51,2
3	51,7	49,3
4	50,1	48,9
5	47,9	47,3
6	45,1	45,5
8	39,4	40,5
10	31,2	33,7
13	21,6	23,2
16	14,4	15,7
20	8,1	7,9
25	4,10	3,80
32	2,10	2,10
40	1,47	1,40
50	1,35	1,30
65	1,37	1,32
80	1,39	1,34



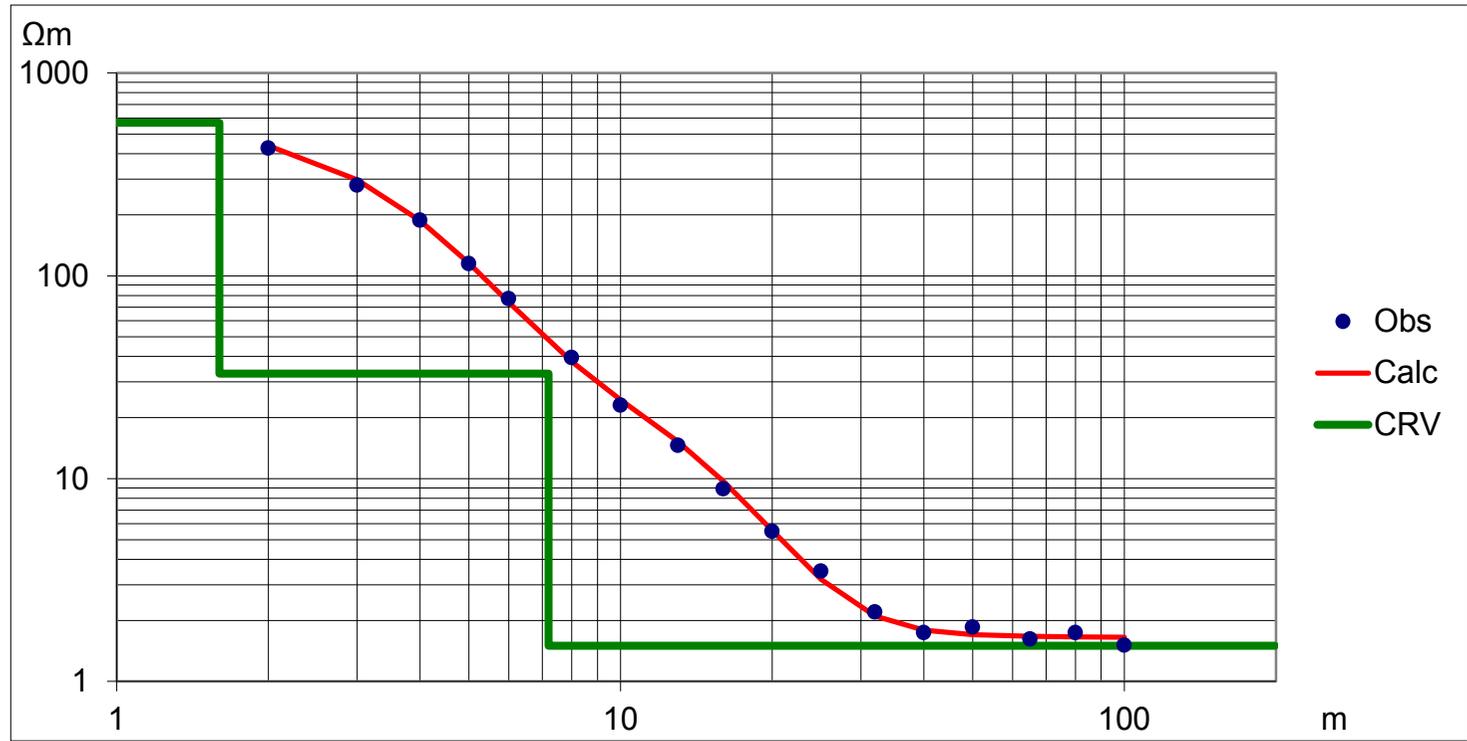
Z	Res
5,5	53
9	11
25	1
INF	1,5

A2

36°20'37.86"S
56°43'25.02"O

RMS %
5,5

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	438,0	426,0
3	298,0	280,0
4	187,0	188,3
5	115,5	115,1
6	74,1	77,1
8	37,8	39,6
10	24,5	23,0
13	15,2	14,6
16	9,7	8,9
20	5,6	5,5
25	3,19	3,50
32	2,10	2,20
40	1,79	1,74
50	1,70	1,85
65	1,67	1,62
80	1,66	1,74
100	1,65	1,51



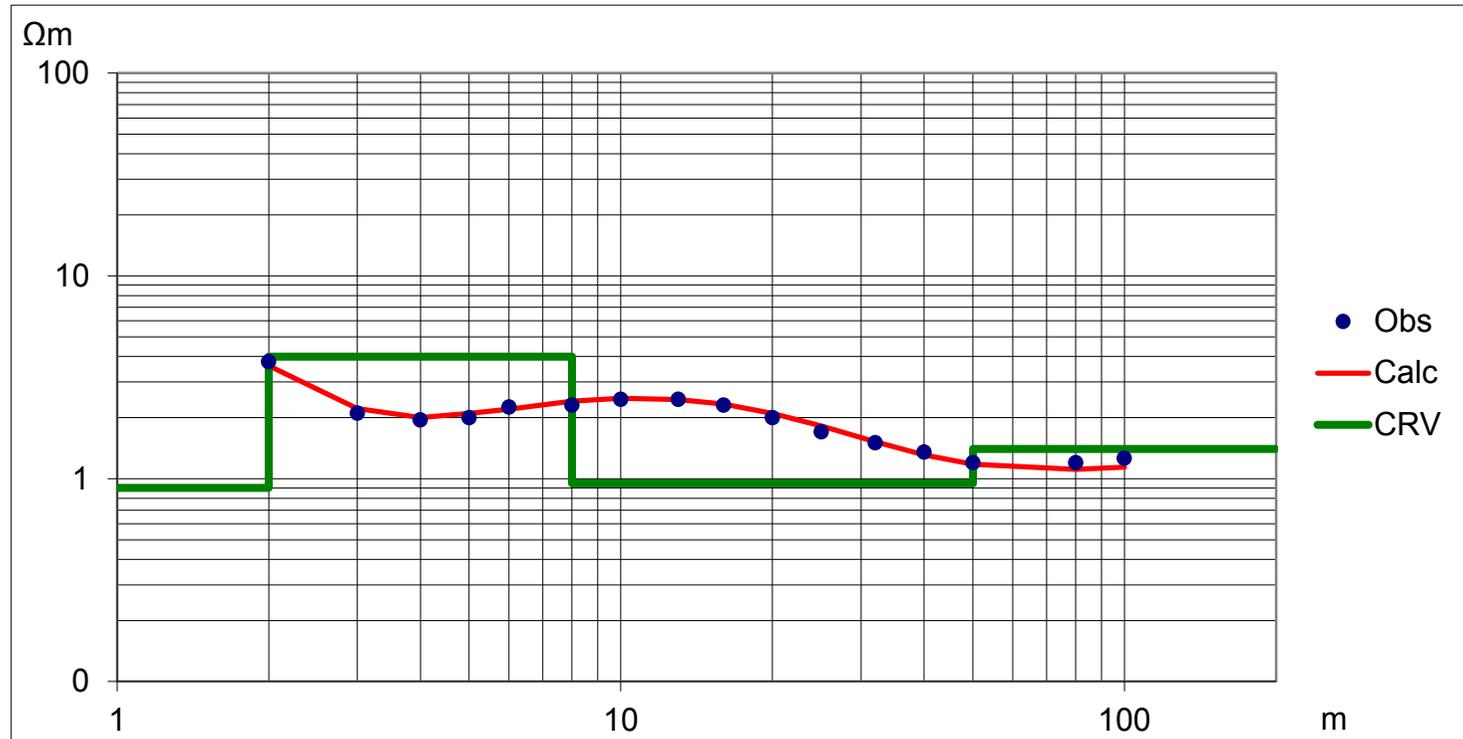
Z	Res
1,6	570
7,2	33
INF	1,5

A3

36°20'36.90"S
56°43'22.50"O

RMS %
4,44

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	3,60	3,77
3	2,22	2,10
4	2,00	1,95
5	2,10	2,00
6	2,20	2,25
8	2,41	2,30
10	2,49	2,46
13	2,46	2,46
16	2,33	2,30
20	2,10	2,00
25	1,82	1,70
32	1,52	1,50
40	1,31	1,35
50	1,18	1,20
80	1,11	1,20
100	1,14	1,26
125	1,18	1,11
160	1,23	1,20
200	1,27	1,25



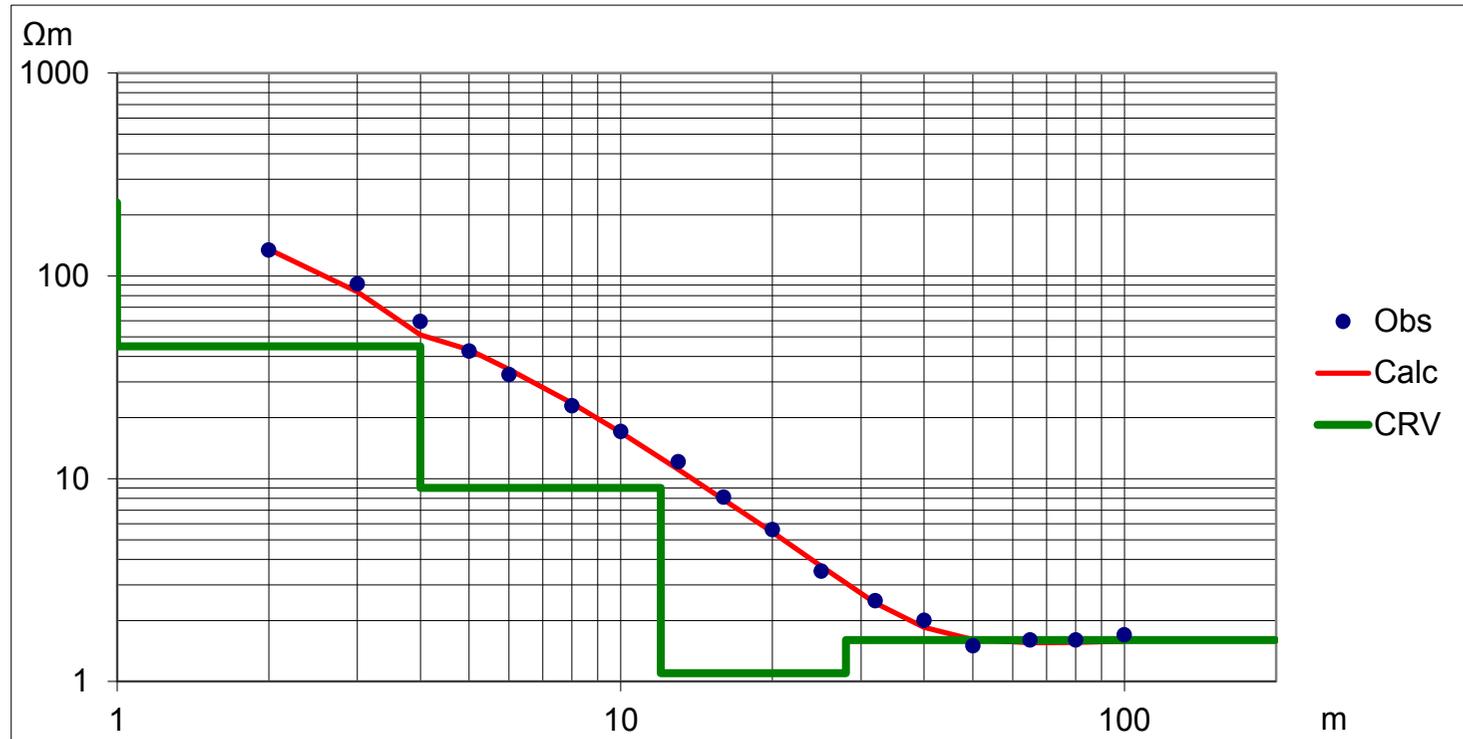
Z	Res
0,8	9
2	0,9
8	4
50	0,95
INF	1,4

A4

36°20'48.36"S
56°43'45.30"O

RMS %
4,66

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	135,00	134,00
3	83,60	91,20
4	51,20	59,50
5	43,20	42,60
6	34,60	32,60
8	23,60	22,90
10	16,90	17,10
13	11,10	12,10
16	7,90	8,10
20	5,46	5,60
25	3,70	3,50
32	2,44	2,50
40	1,85	2,00
50	1,61	1,50
65	1,55	1,60
80	1,56	1,60
100	1,58	1,70
125	1,60	1,60
160	1,61	1,60
200	1,62	1,60



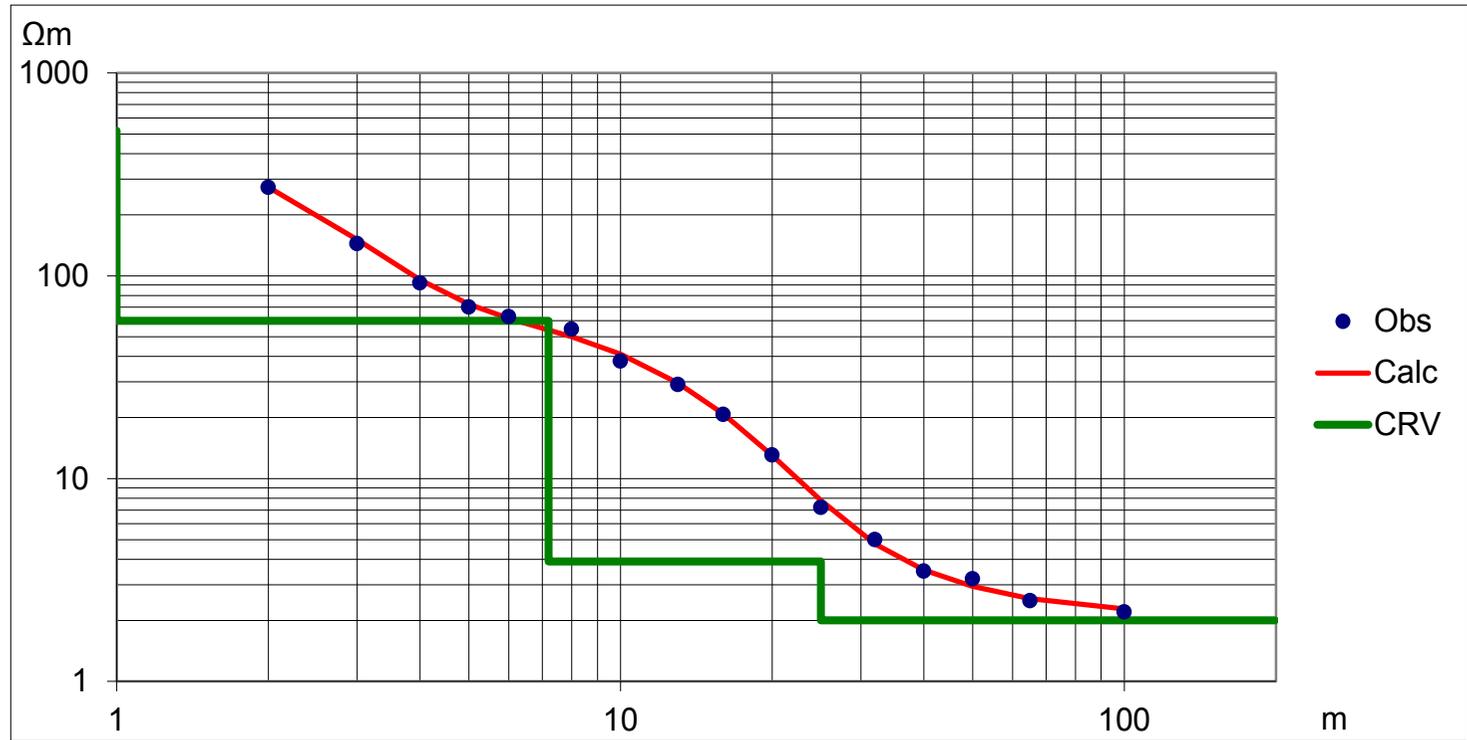
Z	Res
1,0	230
4,0	45
12	9
28	1,1
INF	1,6

A5

36°20'49.86"S
56°44'6.96"O

RMS %
4,69

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	274,0	273,0
3	151,0	144,0
4	95,7	92,3
5	72,5	70,2
6	61,7	63,0
8	50,0	54,6
10	41,1	38,0
13	29,6	29,1
16	20,8	20,7
20	13,0	13,1
25	7,80	7,20
32	4,77	5,00
40	3,54	3,50
50	2,94	3,20
65	2,56	2,50
100	2,28	2,20
125	2,2	2,1
160	2,17	2,1
200	2,14	2,2



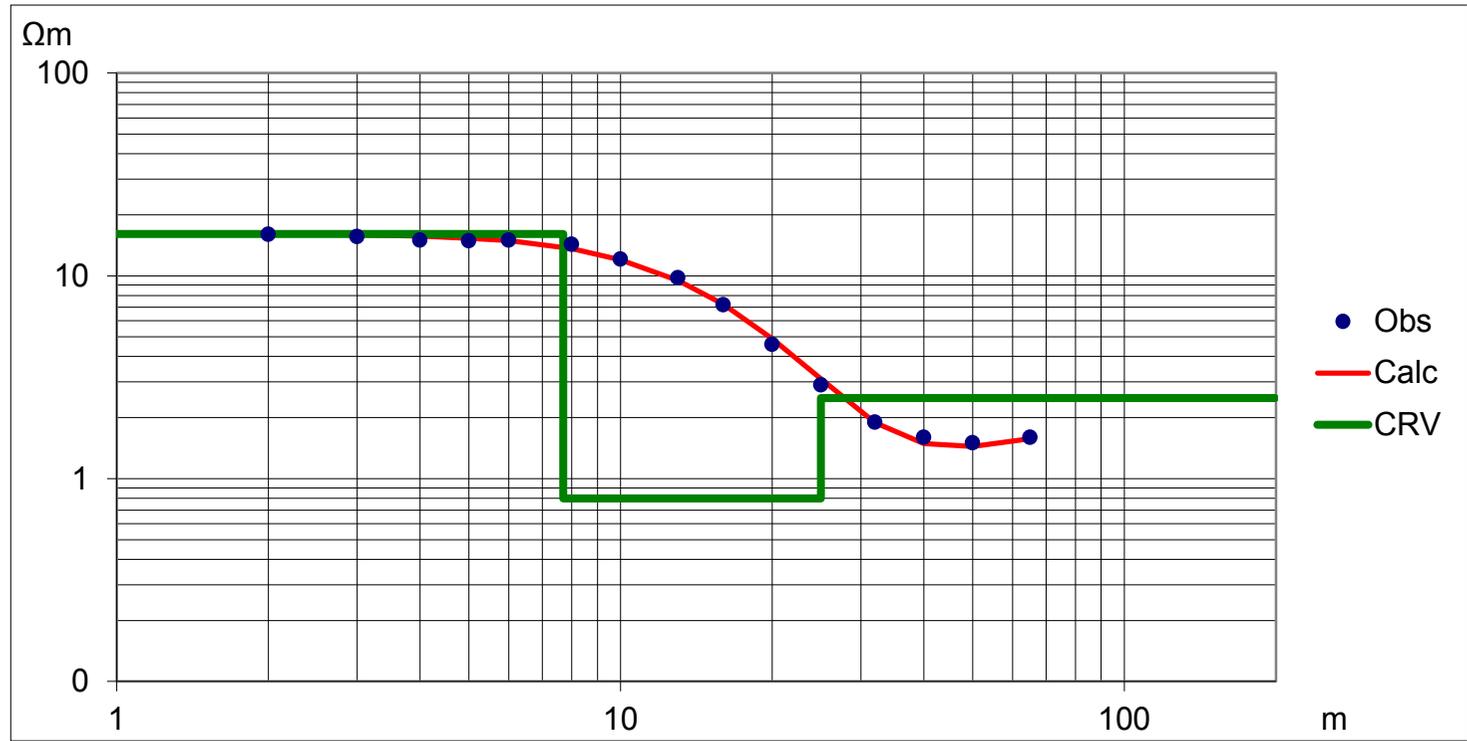
Z	Res
1	520
7,2	60
25	3,9
INF	2

A6

36°20'51.00"S
56°44'19.74"O

RMS %
3,73

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	16,0	16,0
3	15,9	15,6
4	15,7	15,0
5	15,3	14,9
6	14,9	15,0
8	13,6	14,3
10	12,0	12,1
13	9,5	9,8
16	7,2	7,2
20	4,9	4,6
25	3,10	2,90
32	1,89	1,90
40	1,49	1,60
50	1,44	1,50
65	1,57	1,60



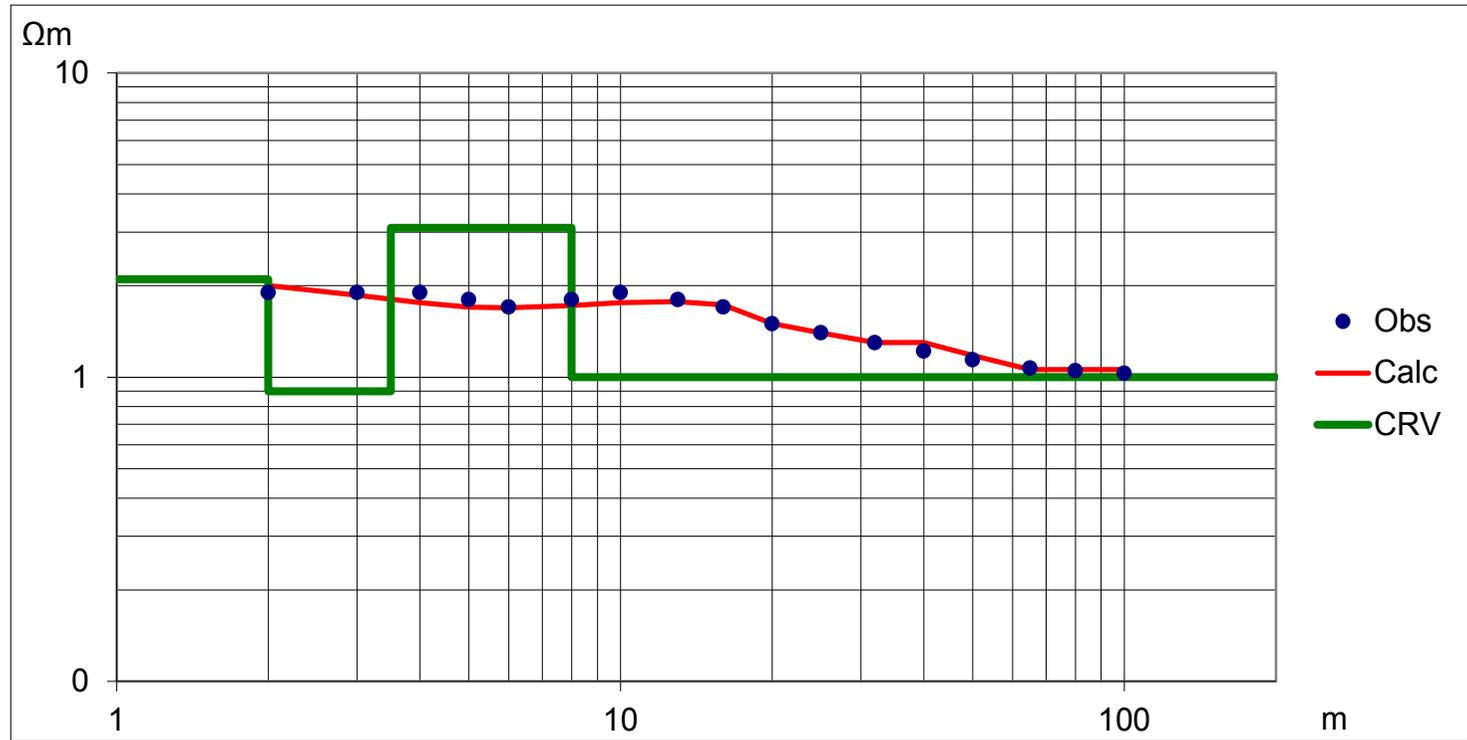
Z	Res
7,7	16,1
25	0,8
INF	2,5

B2

36°22'14.10"S
56°42'38.82"O

RMS %
4,79

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	2,0	1,9
3	1,9	1,9
4	1,8	1,9
5	1,7	1,8
6	1,7	1,7
8	1,7	1,8
10	1,8	1,9
13	1,8	1,8
16	1,7	1,7
20	1,5	1,5
25	1,40	1,4
32	1,30	1,3
40	1,30	1,2
50	1,18	1,1
65	1,06	1,1
80	1,06	1,1
100	1,1	1,0
125	1,06	1,0
160	1,06	1,0



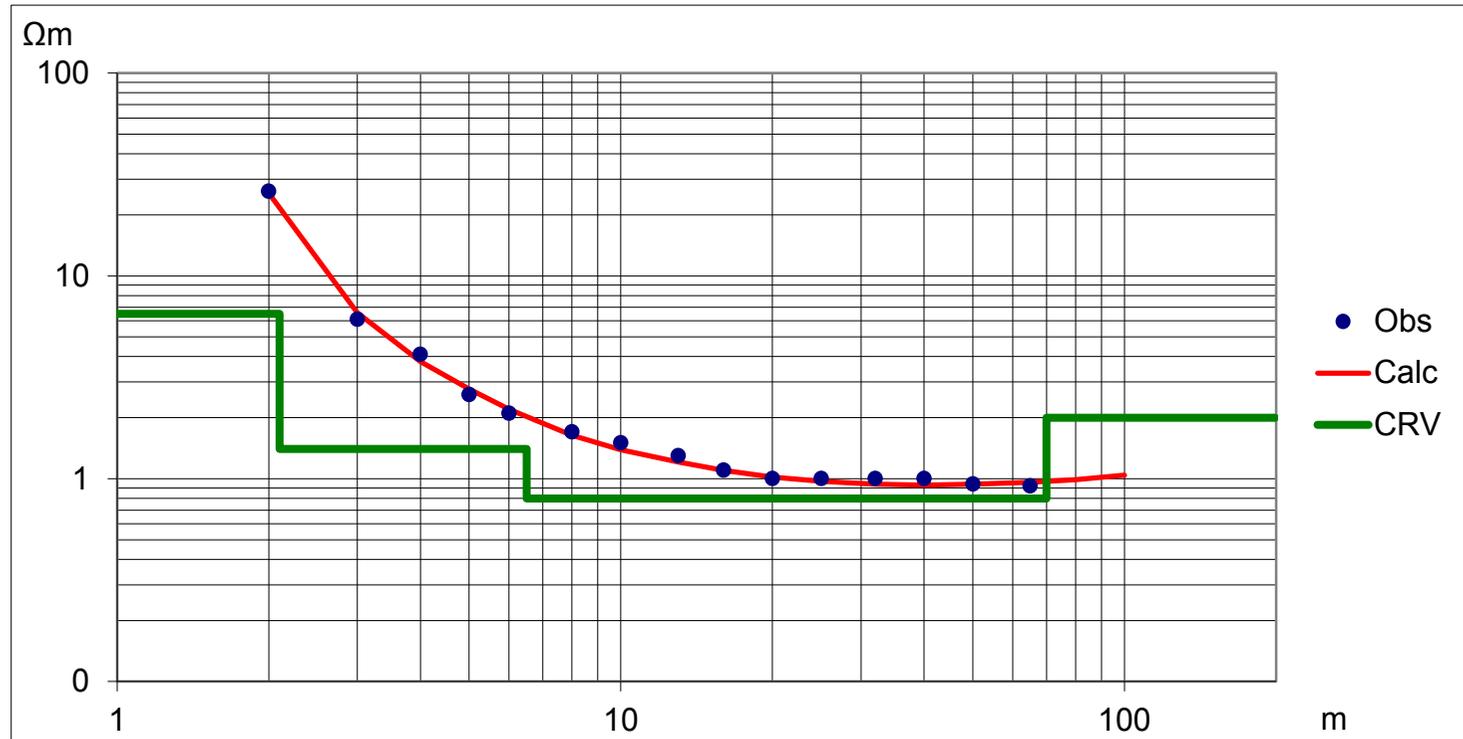
Z	Res
2	2,1
3,5	0,9
8	3,1
INF	1

B3

36°22'30.48"S
56°43'58.98"O

RMS %
5,00

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	25,50	26,10
3	6,59	6,10
4	3,78	4,10
5	2,77	2,60
6	2,20	2,10
8	1,64	1,70
10	1,39	1,50
13	1,21	1,30
16	1,10	1,10
20	1,02	1,00
25	0,97	1,00
32	0,94	1,00
40	0,93	1,00
50	0,94	0,94
65	0,96	0,92
80	0,99	1,00
100	1,04	1,00
125	1,11	1,10
160	1,21	1,30



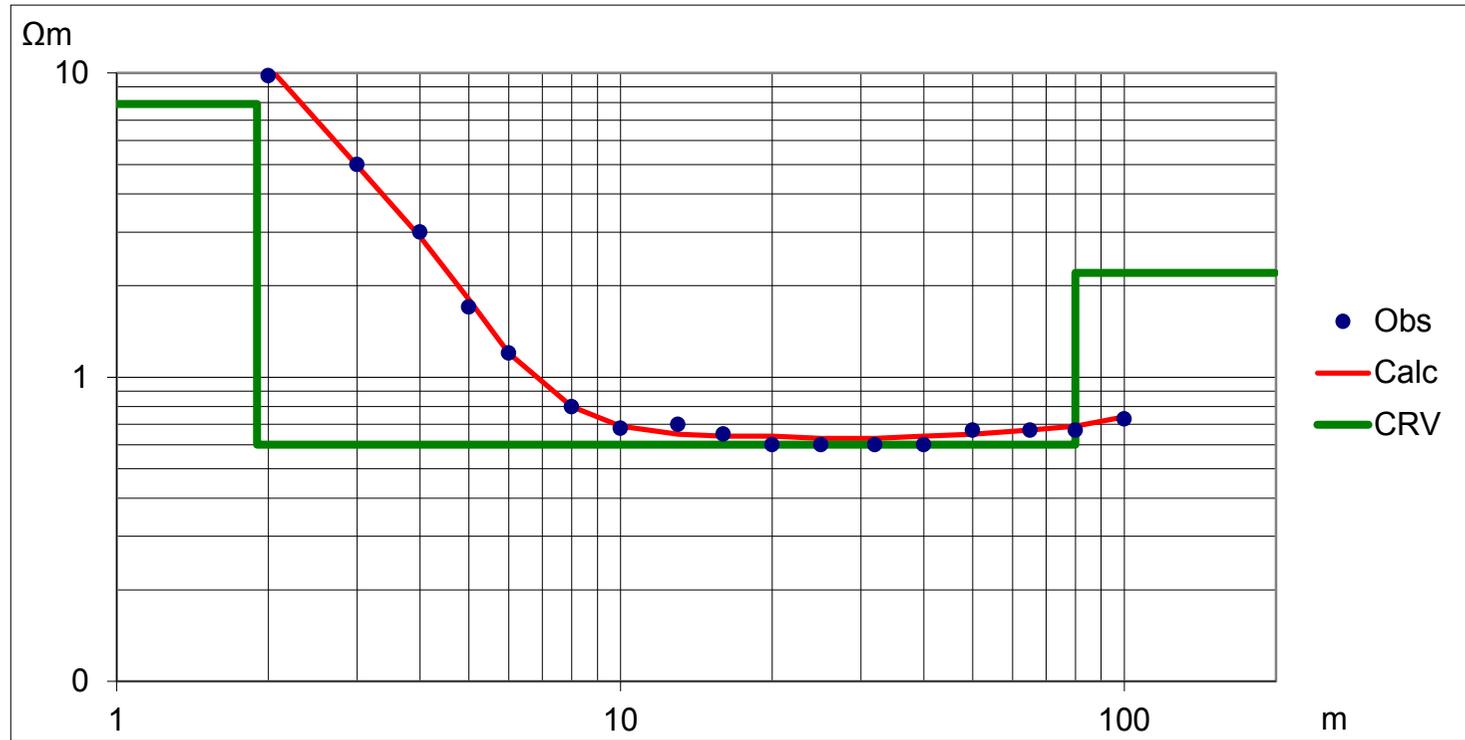
Z	Res
0,5	370
2,1	6,5
6,5	1,4
70	0,8
INF	2

B4

36°22'27.78"S
56°43'35.22"O

RMS %
4,4

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	10,5	9,8
3	5,0	5,0
4	2,9	3,0
5	1,8	1,70
6	1,2	1,20
8	0,8	0,80
10	0,7	0,68
13	0,7	0,70
16	0,6	0,65
20	0,6	0,60
25	0,63	0,60
32	0,63	0,60
40	0,64	0,60
50	0,65	0,67
65	0,67	0,67
80	0,69	0,67
100	0,7	0,73
125	0,81	0,81
160	0,91	0,98



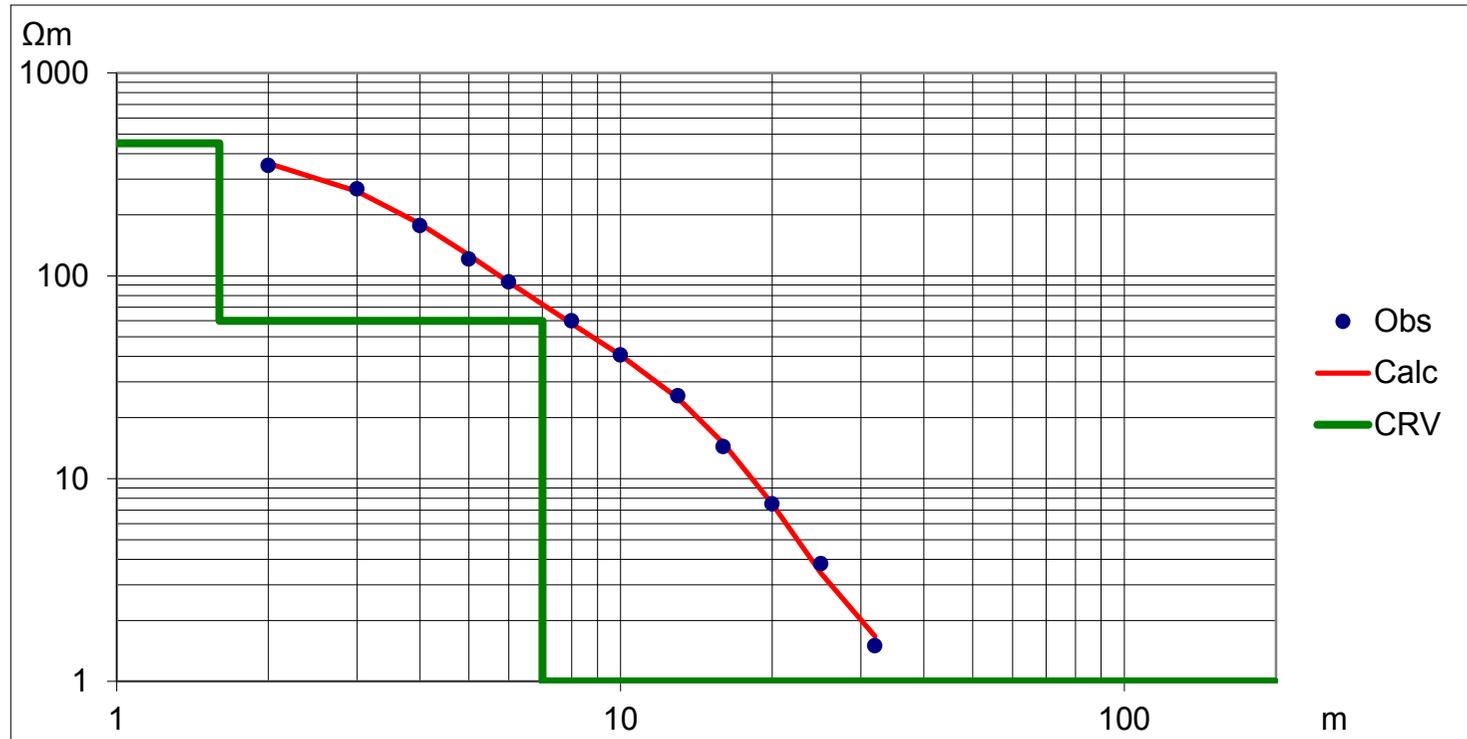
Z	Res
0,45	100
1,9	7,9
80	0,6
INF	2,2

B5

36°22'27.00"S
56°43'13.92"O

RMS %
4,94

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	358,5	350,0
3	260,6	268,0
4	180,4	177,0
5	126,5	120,8
6	93,0	93,3
8	58,1	59,9
10	40,7	40,8
13	24,9	25,6
16	15,0	14,4
20	7,5	7,5
25	3,42	3,80
32	1,67	1,50



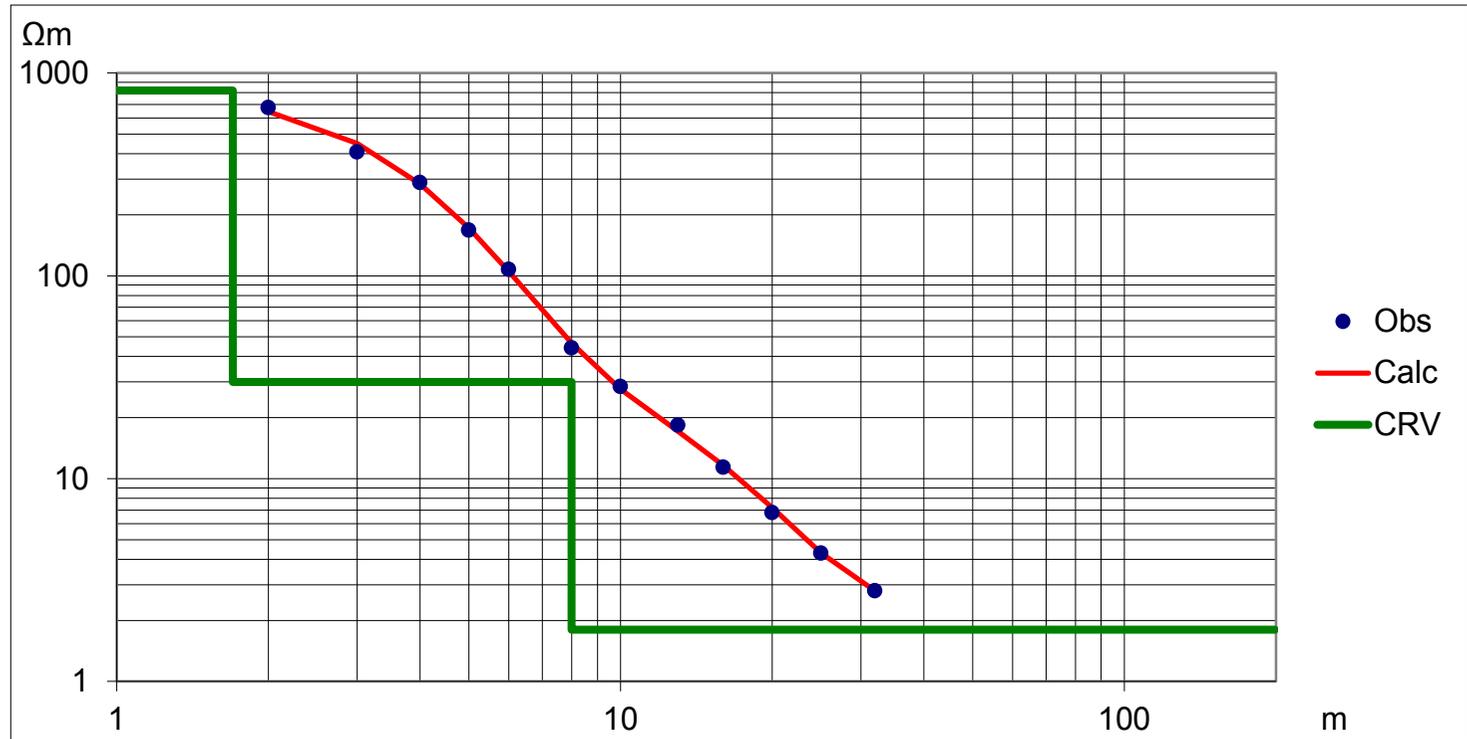
Z	Res
1,6	450
7	60
INF	1

C1

36°23'48.12"S
56°42'44.10"O

RMS %
4,72

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	646	675
3	450	408
4	284	288
5	172	168
6	105	108
8	46,5	44,1
10	27,6	28,5
13	17,1	18,4
16	11,6	11,4
20	7,2	6,8
25	4,3	4,3
32	2,8	2,8



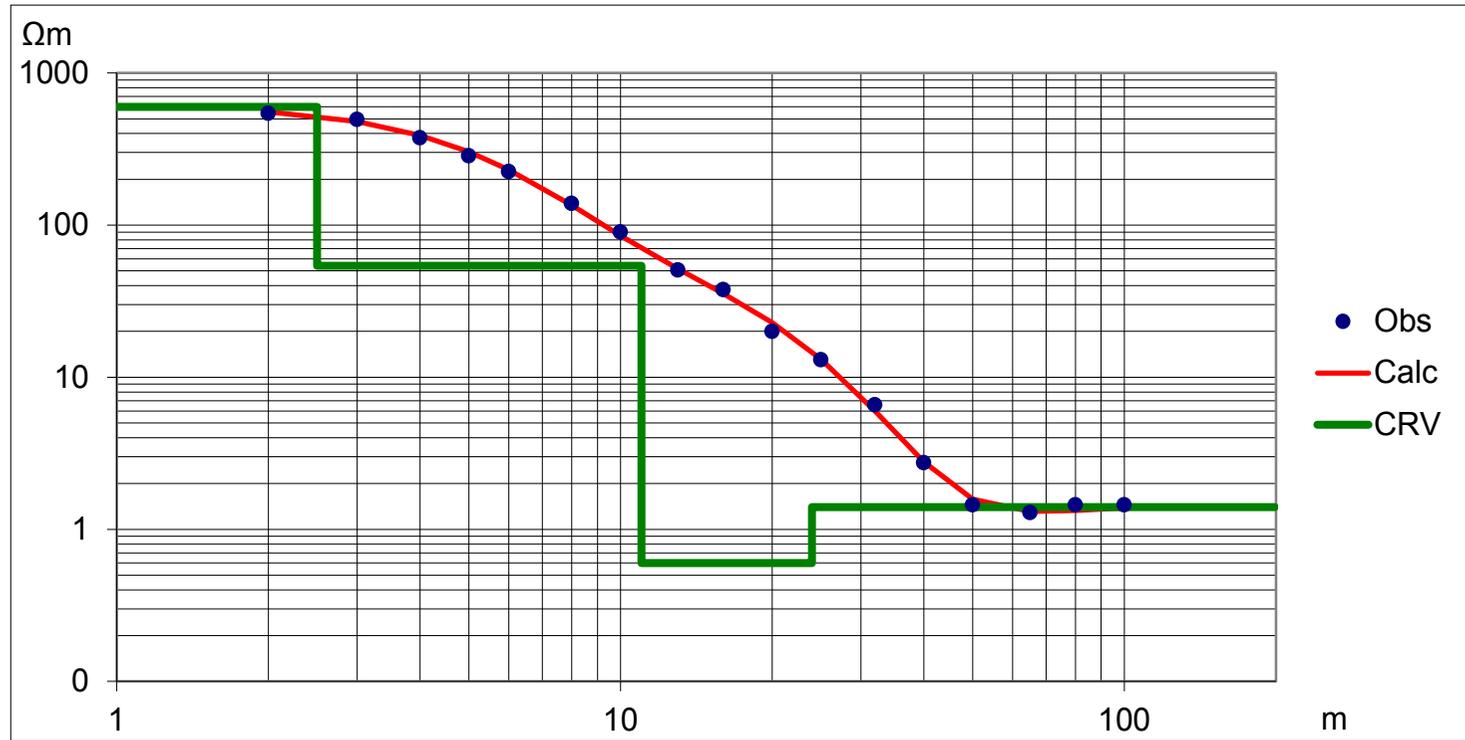
Z	Res
1,7	820
8	30
INF	1,8

C2

36°23'55.50"S
56°42'17.40"O

RMS %
4,68

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	554,0	544,0
3	479,0	495,0
4	389,0	376,0
5	303,0	285,0
6	231,0	225,0
8	135,0	139,0
10	85,0	90,0
13	51,5	50,6
16	35,5	37,6
20	22,9	20,0
25	13,10	13,0
32	6,00	6,6
40	2,77	2,74
50	1,58	1,45
65	1,31	1,29
80	1,33	1,45
100	1,38	1,45
160	1,46	1,45
200	1,48	1,45



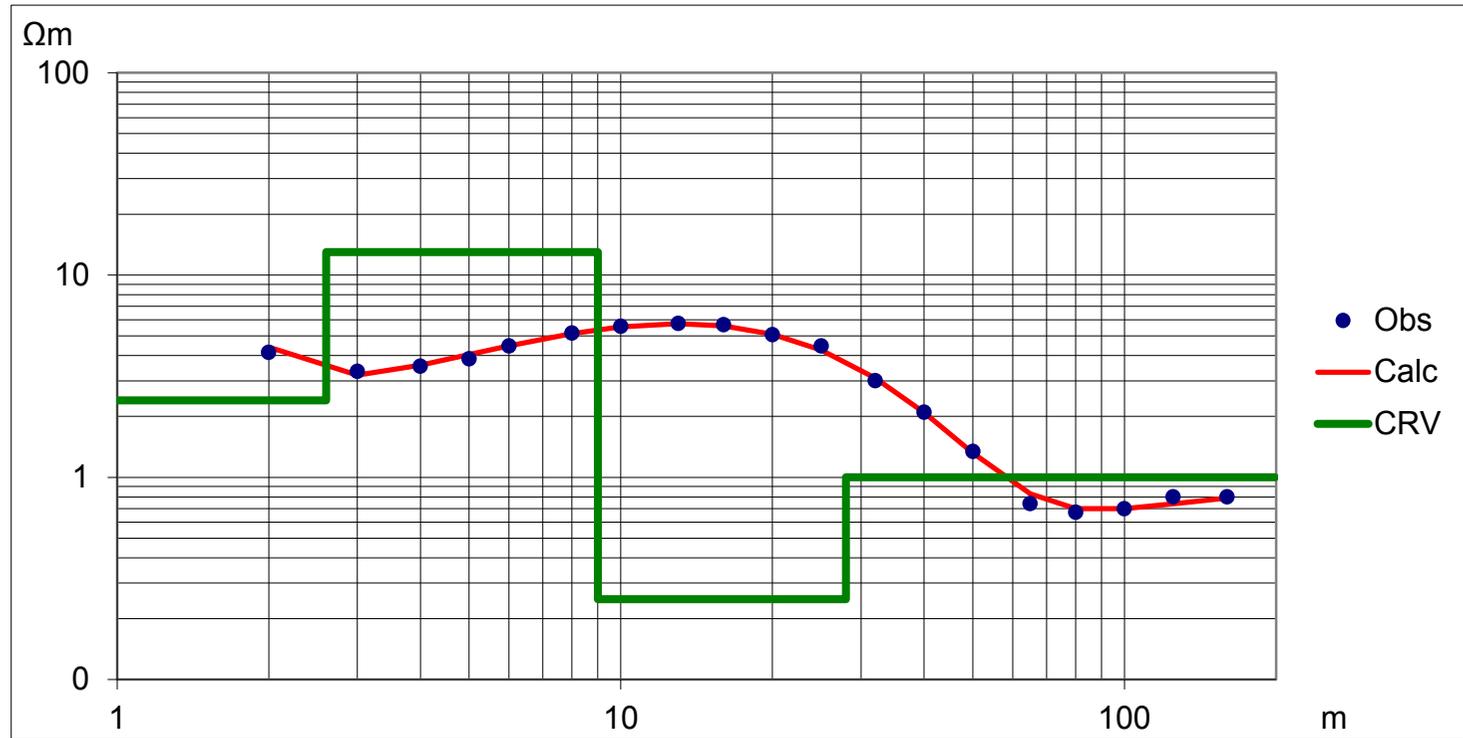
Z	Res
2,5	600
11	54
24	0,6
INF	1,4

C3

36°23'52.92"S
56°42'12.78"O

RMS %
4,25

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	4,40	4,15
3	3,20	3,34
4	3,59	3,54
5	4,04	3,85
6	4,47	4,46
8	5,13	5,17
10	5,54	5,57
13	5,75	5,77
16	5,61	5,67
20	5,10	5,06
25	4,26	4,46
32	3,10	3,00
40	2,09	2,10
50	1,32	1,34
65	0,83	0,74
80	0,7	0,67
100	0,7	0,70
125	0,74	0,80
160	0,79	0,80



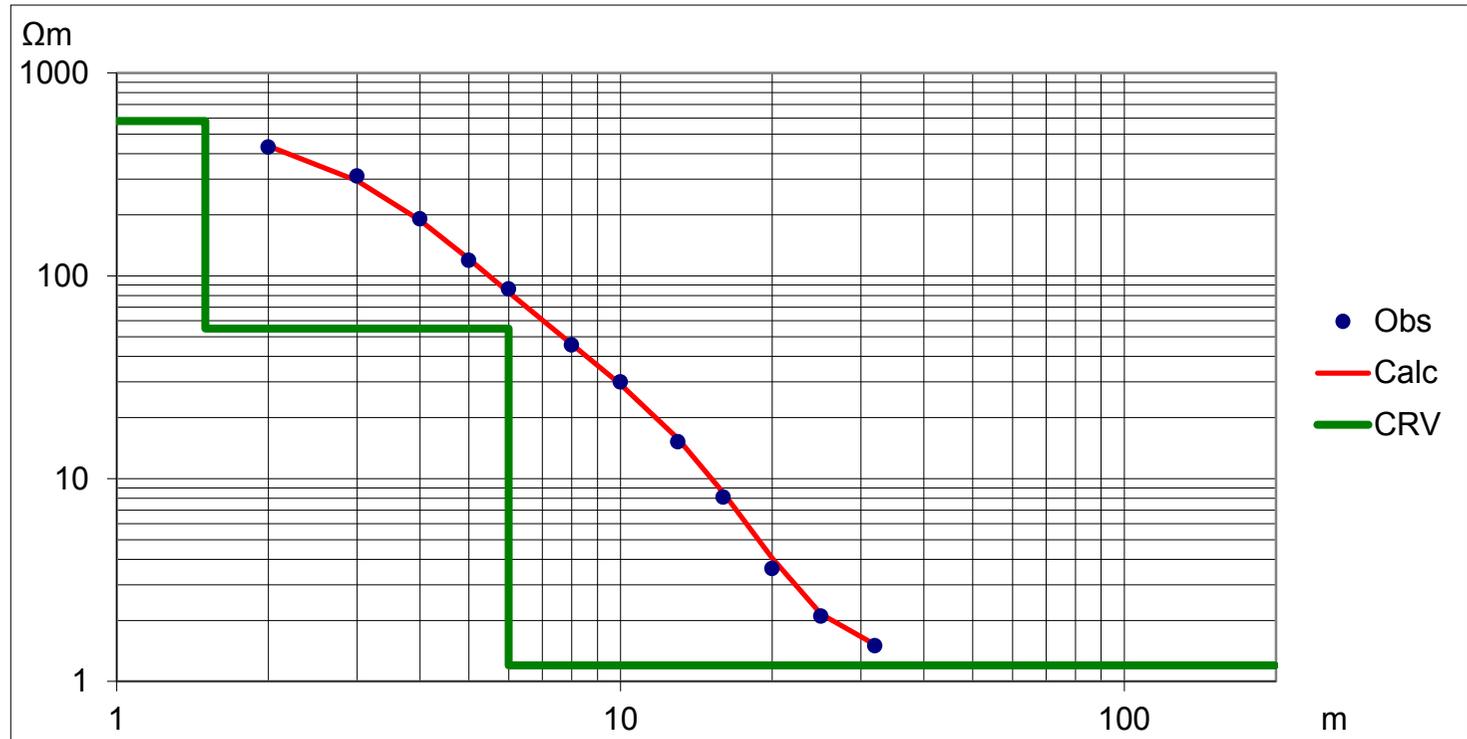
Z	Res
0,35	250
2,6	2,4
9	13
28	0,25
INF	1

C4

36°23'39.42"S
56°42'55.50"O

RMS %
4,69

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	436	431
3	294	310
4	188	191
5	121	119
6	83	86
8	46,0	45,6
10	29,2	30,0
13	15,7	15,2
16	8,5	8,1
20	4,1	3,6
25	2,2	2,1
32	1,5	1,5



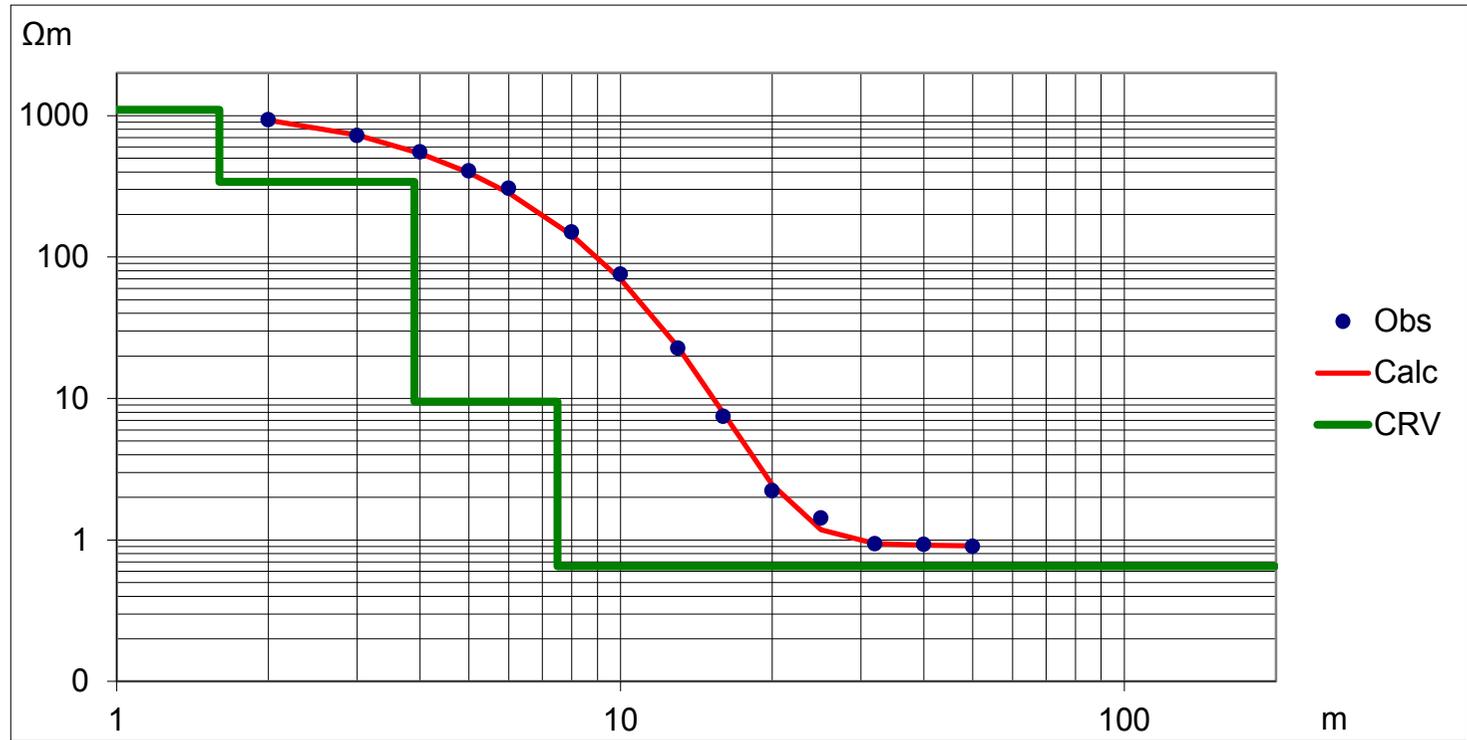
Z	Res
1,5	580
6	55
INF	1,2

S001

36°23'38.04"S
56°42'49.14"O

RMS %
4,43

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	927	933
3	727	722
4	542	554
5	394	406
6	284	307
8	143	150
10	70	76
13	23,1	22,7
16	7,90	7,46
20	2,46	2,23
25	1,18	1,43
32	0,94	0,94
40	0,92	0,93
50	0,91	0,90



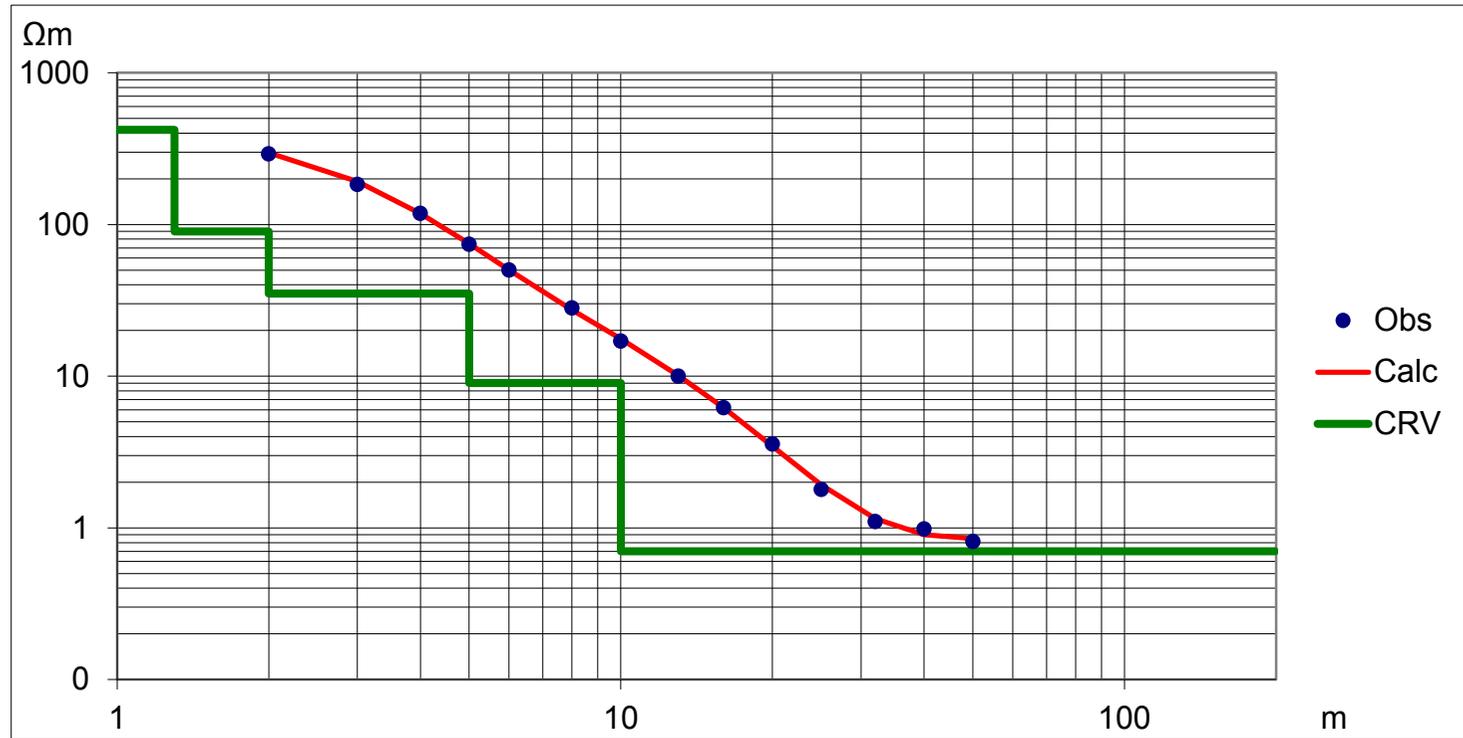
Z	Res
1,6	1100
3,9	340
7,5	9,5
INF	0,65

S002

36°23'35.52"S
56°42'59.52"O

RMS %
4,94

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	297	291
3	192	183
4	118	118
5	75	74
6	50	50
8	27,4	28,1
10	17,6	17,0
13	10,1	10,0
16	6,2	6,2
20	3,46	3,57
25	1,92	1,79
32	1,15	1,10
40	0,90	0,98
50	0,85	0,81



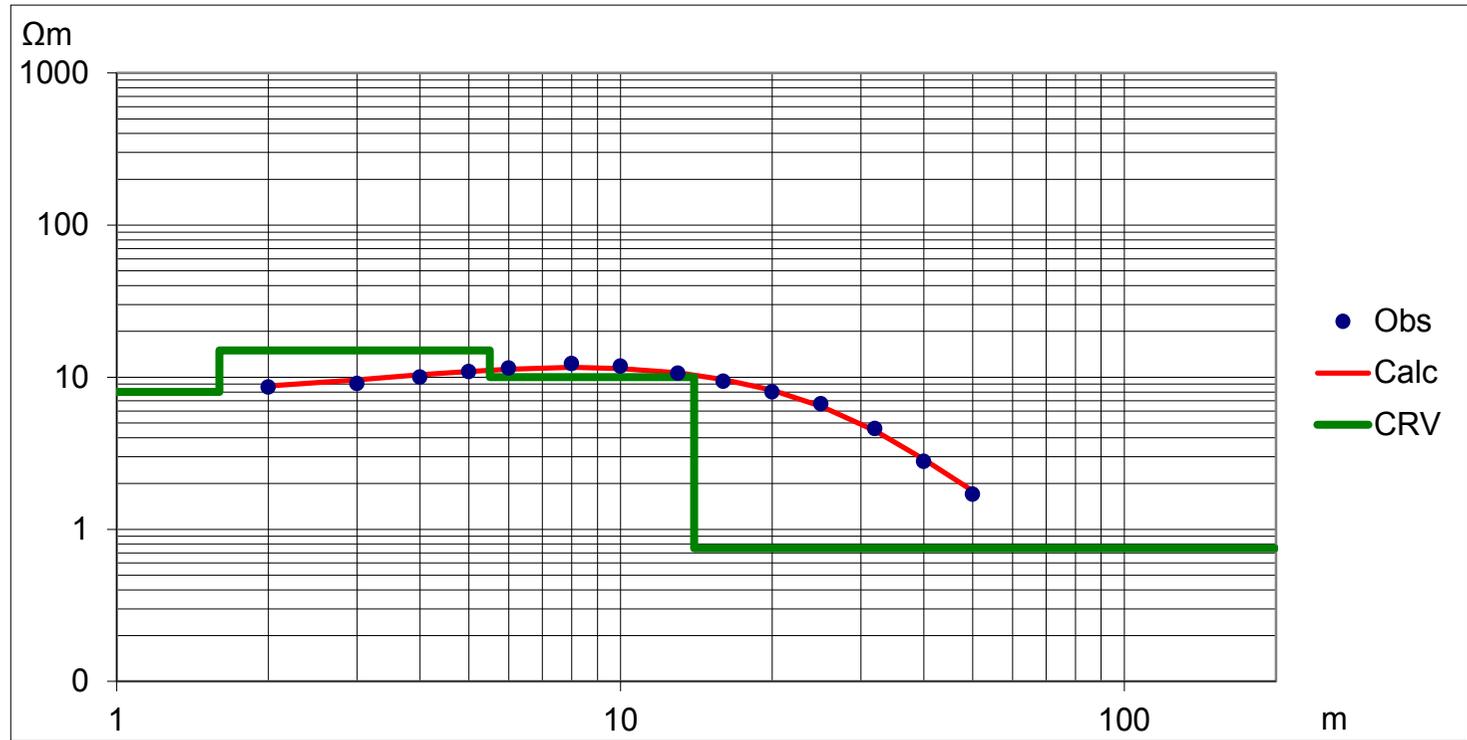
Z	Res
1,3	420
2,0	90
5,0	35
10	9
INF	0,7

S003

36°23'39.12"S
56°42'20.46"O

RMS %
3,54

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	8,74	8,62
3	9,60	9,10
4	10,40	10,00
5	10,90	10,90
6	11,30	11,50
8	11,60	12,30
10	11,39	11,80
13	10,67	10,60
16	9,67	9,40
20	8,21	8,00
25	6,46	6,70
32	4,45	4,60
40	2,89	2,80
50	1,79	1,70



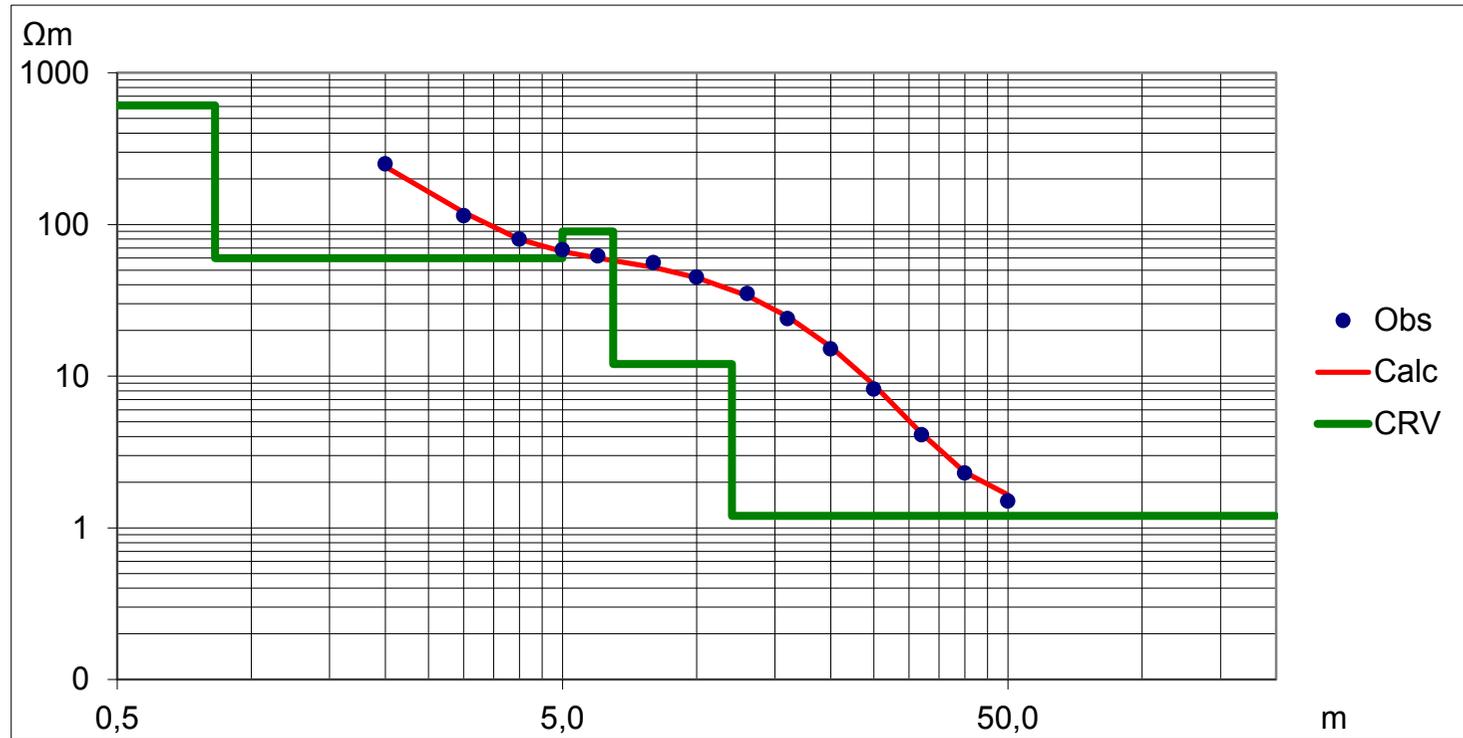
Z	Res
1,6	8
5,5	15
14	10
INF	0,75

S004

36°23'35.94"S
56°42'34.20"O

RMS %
4,63

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	241	251
3	120	114
4	80	80
5	66	68
6	60	62
8	52,1	56,0
10	44,7	45,0
13	33,9	35,0
16	24,7	23,9
20	15,60	15,10
25	8,76	8,20
32	4,20	4,10
40	2,32	2,30
50	1,65	1,50



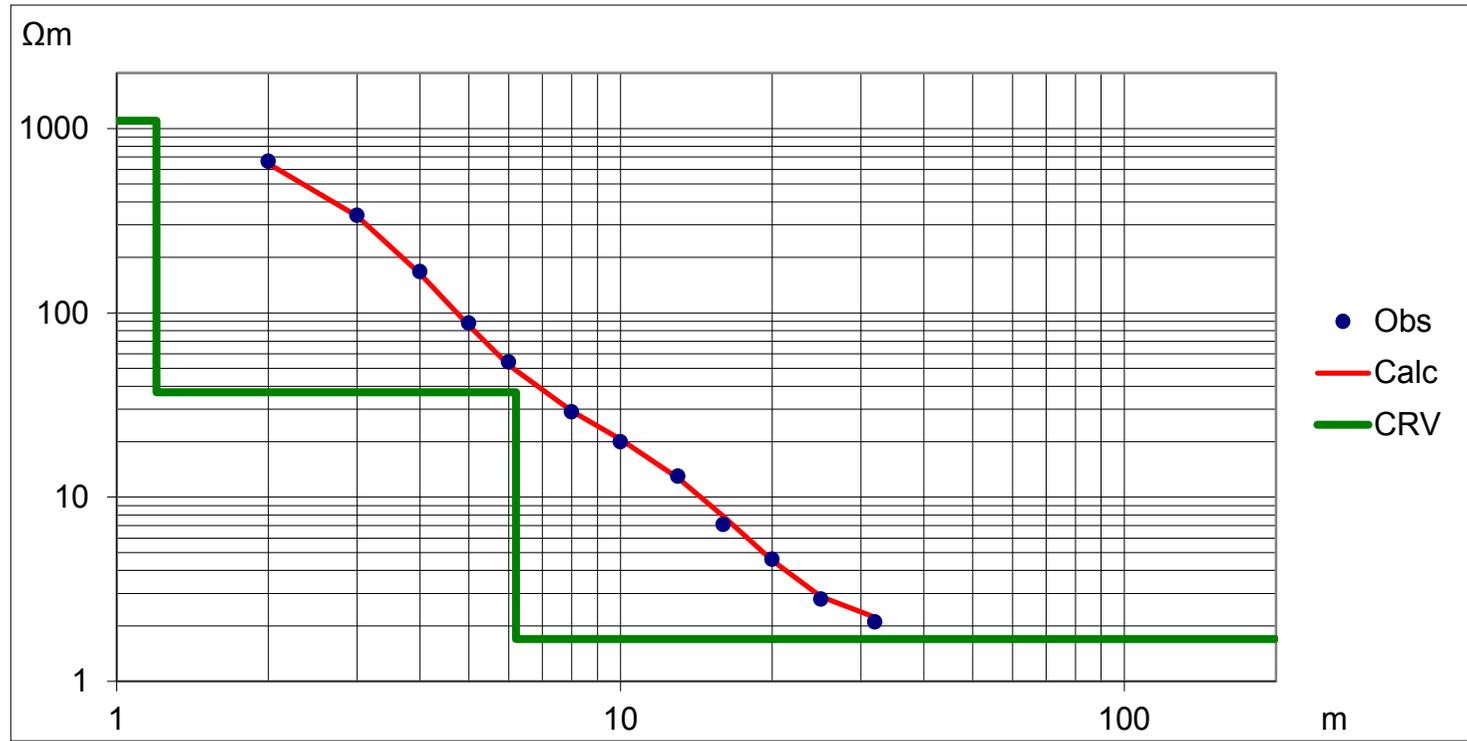
Z	Res
0,83	610
5,0	60
6,5	90
12	12
INF	1,2

S005

36°23'46.20"S
56°42'42.72"O

RMS %
4,25

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	645	664
3	334	338
4	163	167
5	85	88
6	52	54
8	29,3	29,0
10	20,6	20,0
13	12,7	13,0
16	7,9	7,1
20	4,5	4,6
25	2,9	2,8
32	2,2	2,1



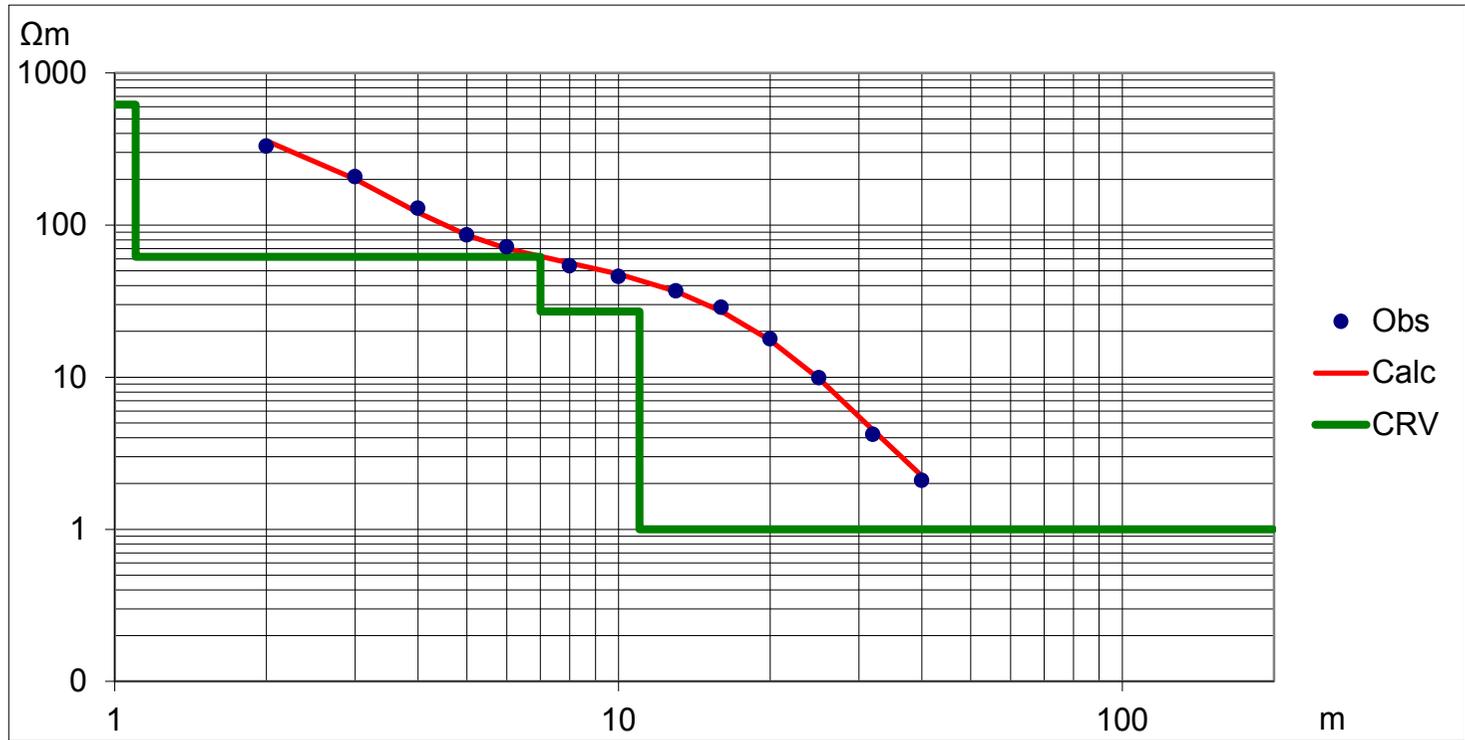
Z	Res
1,2	1100
6,2	37
INF	1,7

S006

36°24'47.88"S
56°42'20.22"O

RMS %
4,76

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	358	330
3	201	208
4	121	129
5	86	86
6	70	72
8	56	54
10	47,7	46,0
13	36,6	37,0
16	27,1	28,8
20	17,5	17,9
25	9,8	9,9
32	4,49	4,20
40	2,24	2,10



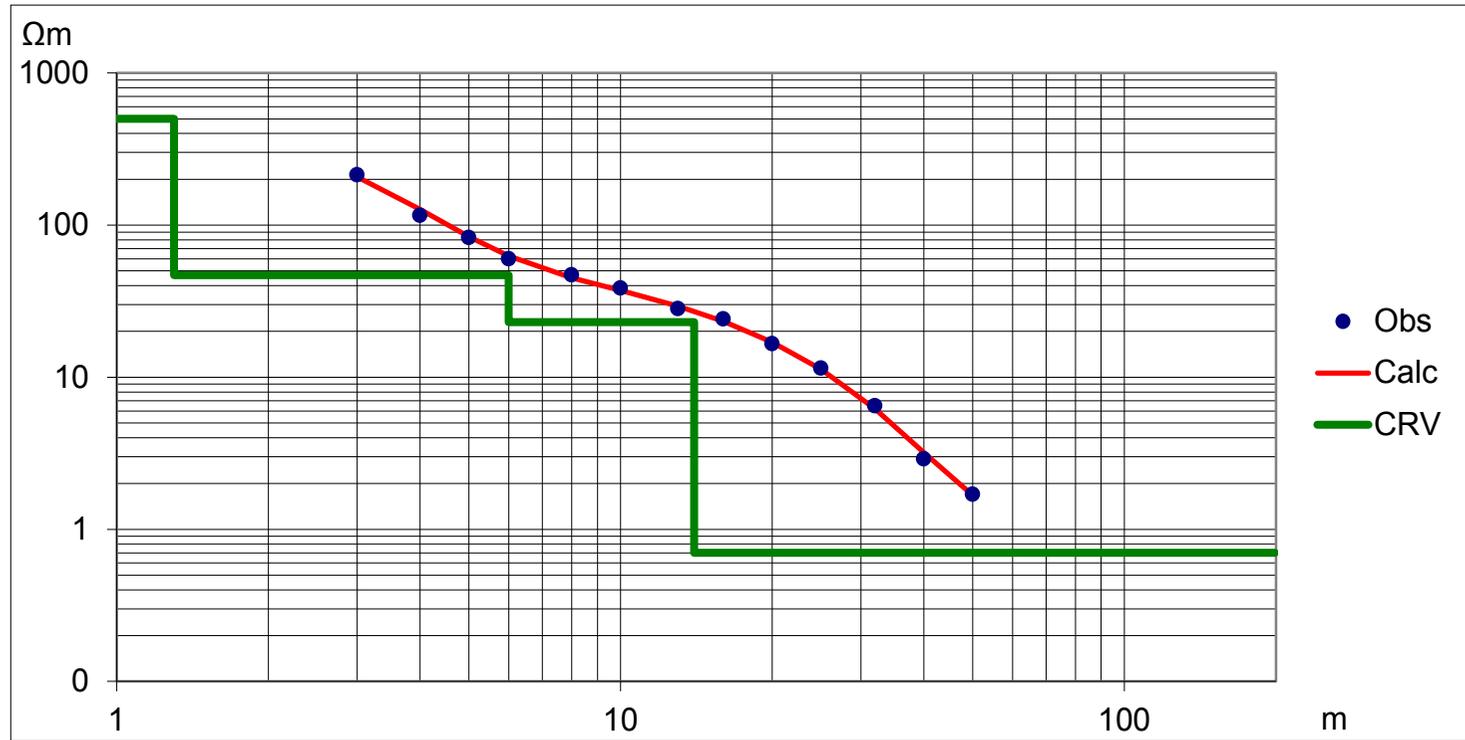
Z	Res
1,1	620
7	62
11	27
INF	1,0

314M

36°26'35.83"S
56°42'19.55"O

RMS %
4,90

AB/2	RA_calc	RA_obs
3	208	214
4	127	116
5	84	83
6	63	60
8	45,0	47,2
10	37,2	38,5
13	29,3	28,3
16	23,3	24,2
20	17,0	16,6
25	11,3	11,5
32	6,20	6,5
40	3,20	2,9
50	1,67	1,70
65	1,02	1,00



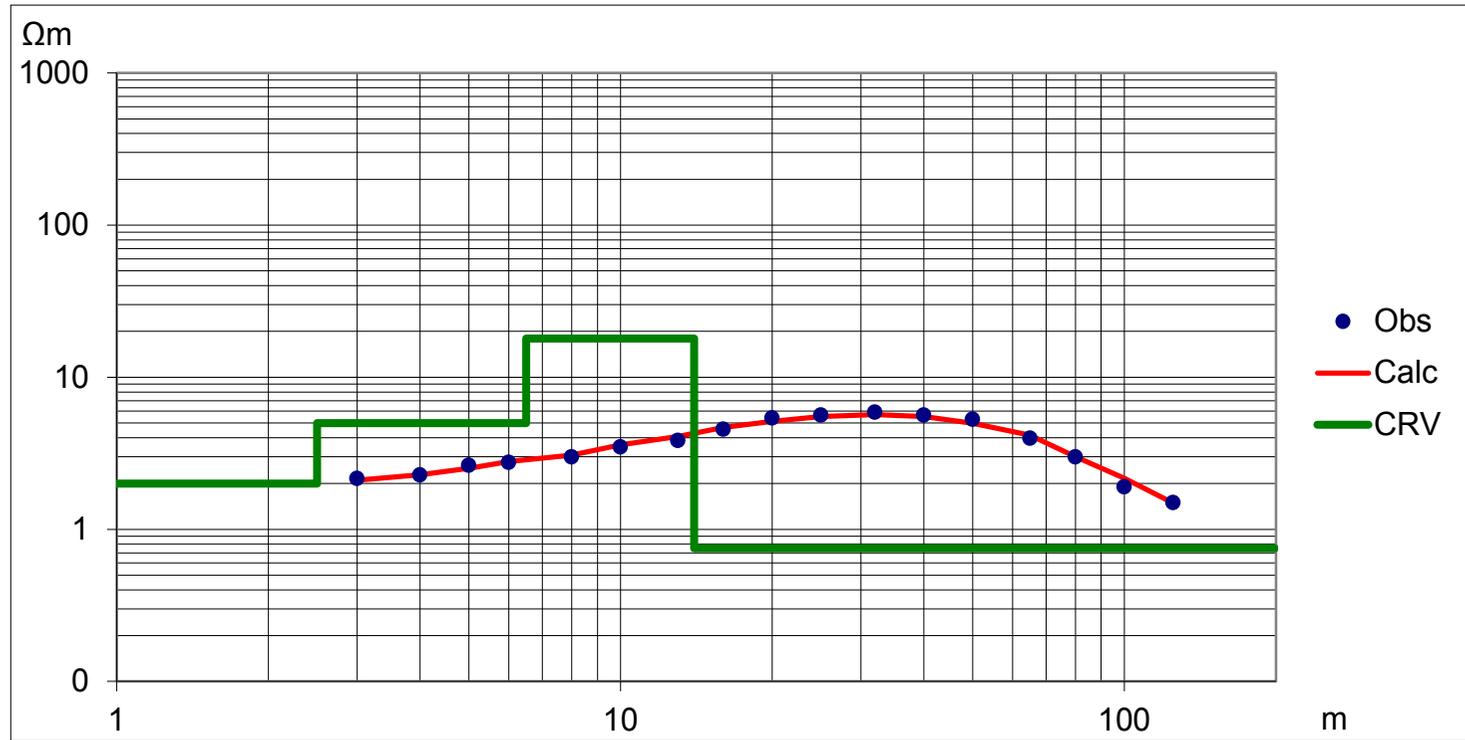
Z	Res
1,3	500
6	47
14	23
INF	0,7

314P

36°26'37.75"S
56°41'47.42"O

RMS %
4,69

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	2,10	2,16
3	2,28	2,28
4	2,52	2,64
5	2,79	2,76
6	3,07	3,00
8	3,60	3,48
10	4,08	3,84
13	4,68	4,56
16	5,13	5,40
20	5,51	5,64
25	5,68	5,88
32	5,51	5,64
40	4,98	5,28
50	4,16	3,96
65	3	3,00
80	2,17	1,90
100	1,49	1,50
125	1,08	1,10



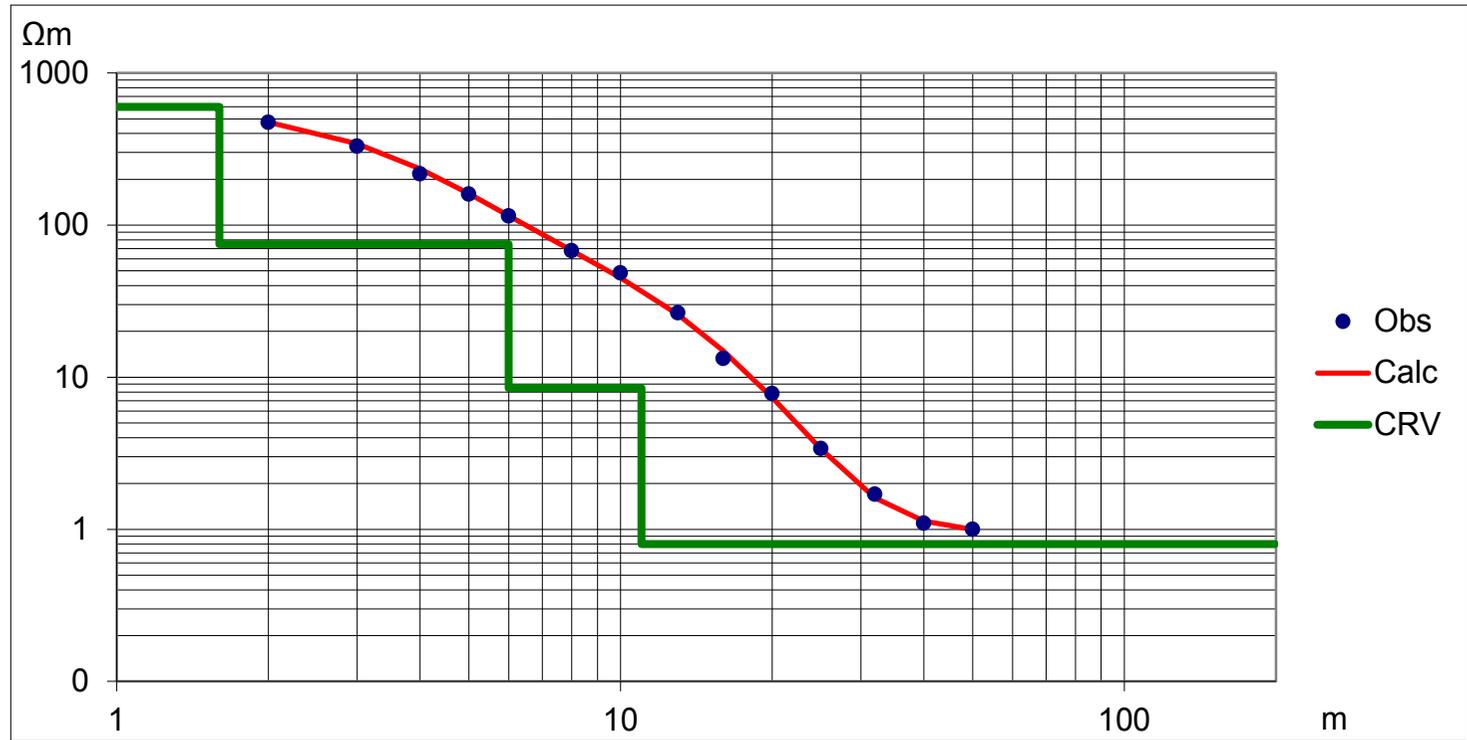
Z	Res
2,5	2
6,5	5
14	18
INF	0,75

314R

36°26'35.61"S
56°42'46.36"O

RMS %
5,04

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	476,0	475,0
3	343,0	331,0
4	234,0	217,0
5	161,0	160,0
6	115,0	115,0
8	67,9	68,0
10	44,9	48,5
13	25,8	26,5
16	14,9	13,3
20	7,4	7,8
25	3,38	3,4
32	1,61	1,7
40	1,13	1,10
50	1,00	1,00



Z	Res
1,6	600
6	75
11	8,5
INF	0,8

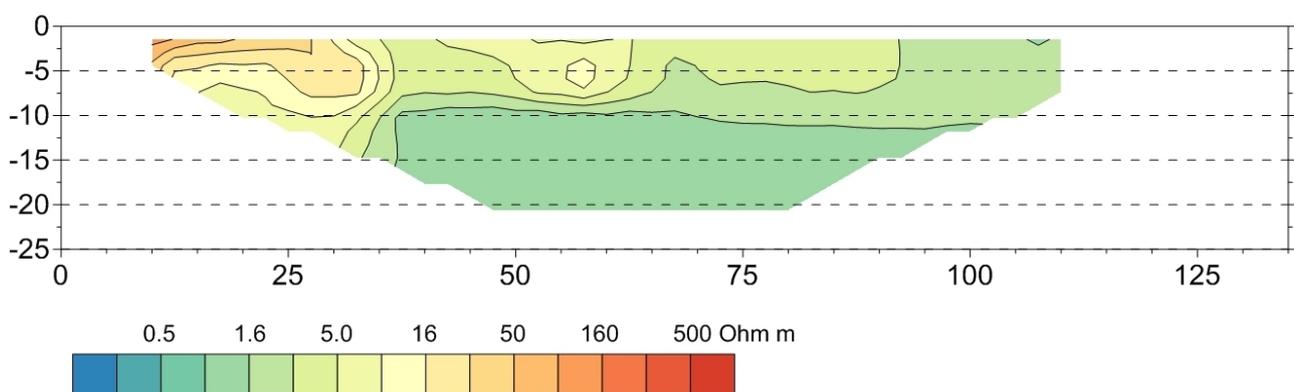
Anexo 6. Tomografías de resistividad eléctrica

San Clemente del Tuyú

Tabla A1. Coordenadas del punto de inicio de cada tomografía eléctrica y orientación aproximada de la línea.

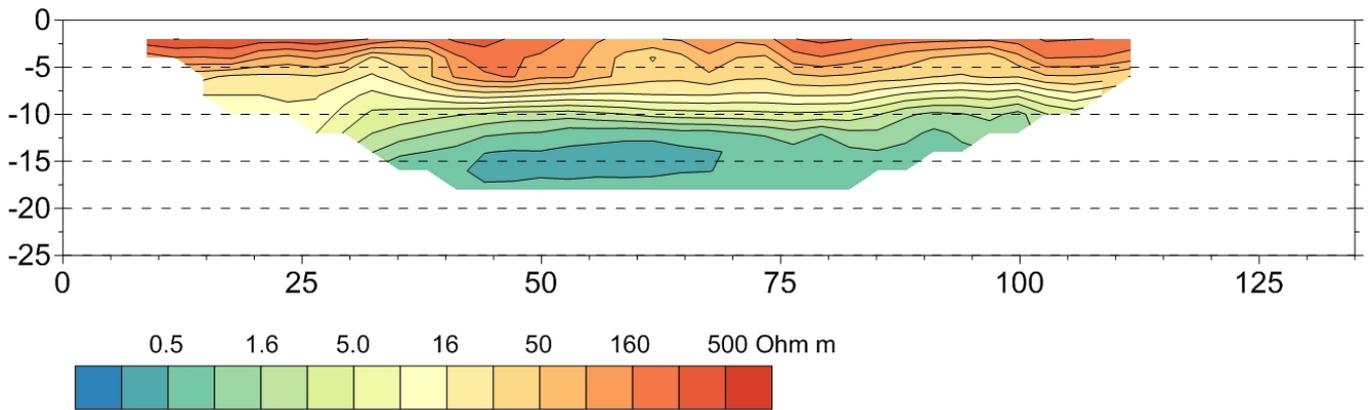
ID	Latitud	Longitud	Orientación
SCT-1	36°20'36.12"S	56°43'28.59"O	SW-NE
SCT-2	36°20'55.49"S	56°43'52.40"O	SW-NE
SCT-3	36°20'54.82"S	56°44'23.58"O	SW-NE
SCT-4	36°22'36.48"S	56°42'38.56"O	SW-NE
SCT-5	36°22'52.42"S	56°43'10.01"O	SW-NE
SCT-6	36°22'36.41"S	56°44'18.69"O	W-E
SCT-7	36°21'53.17"S	56°45'05.85"O	W-E
SCT-8	36°24'09.86"S	56°42'11.48"O	SW-NE
SCT-9	36°23'47.90"S	56°42'44.80"O	W-E
CESTE - W	36°37'14.20"S	56°42'3.00"O	W-E
CESTE - C	36°37'17.89"S	56°41'35.71"O	N-S
CESTE - E	36°37'18.82"S	56°41'08.16"O	W-E
PMED	36°53'40.55"S	56°41'42.99"O	NW-SE

SCT-1



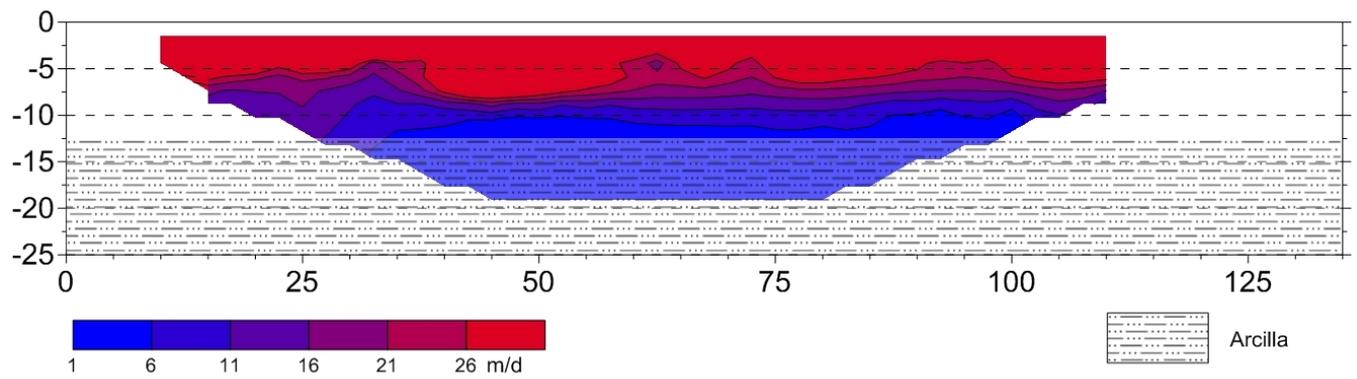
RMS=8.5%

SCT-2

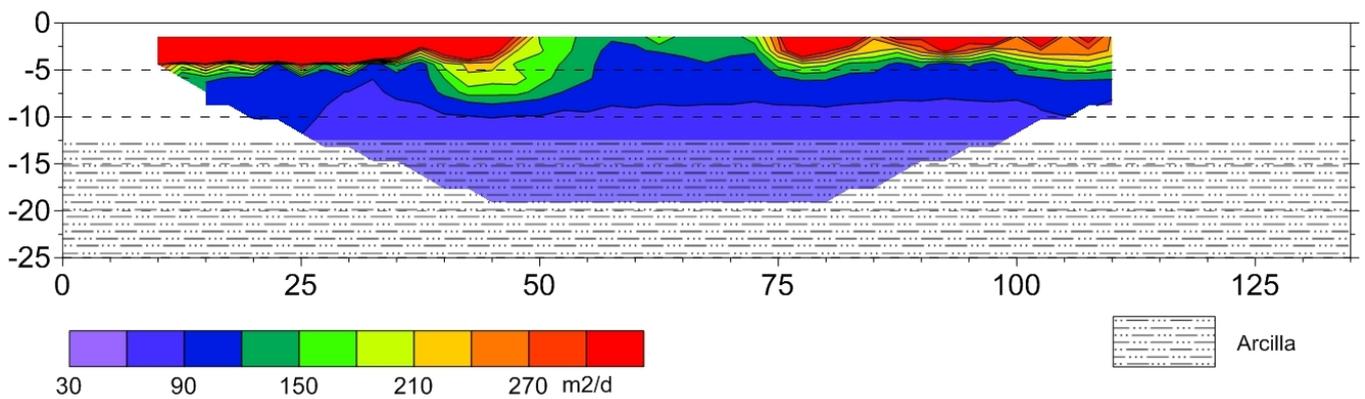


RMS=12.3%

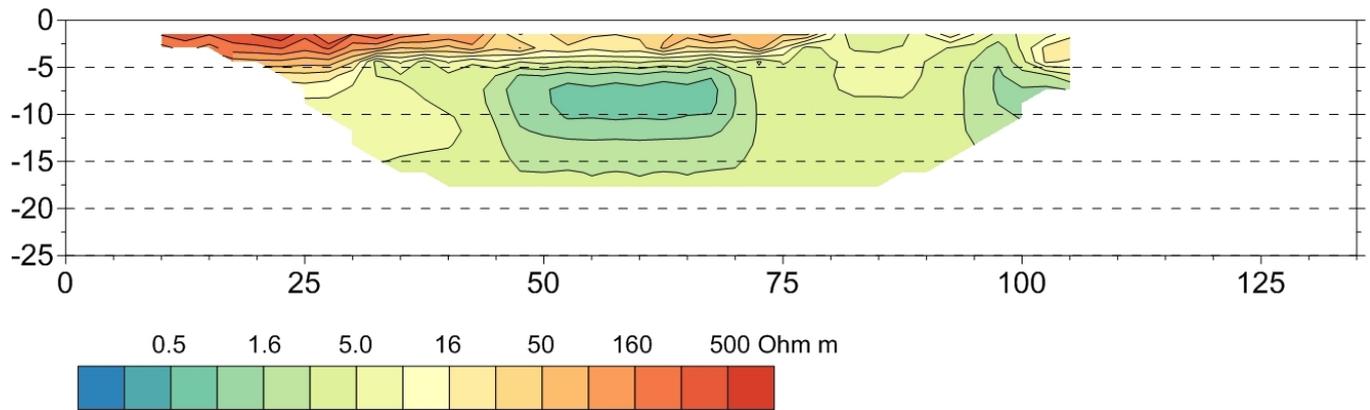
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

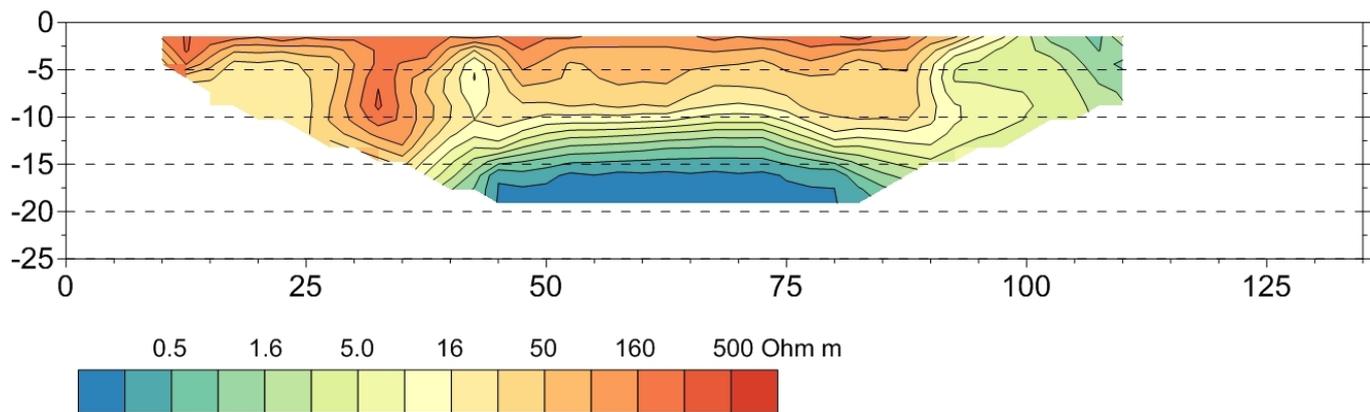


SCT- 3



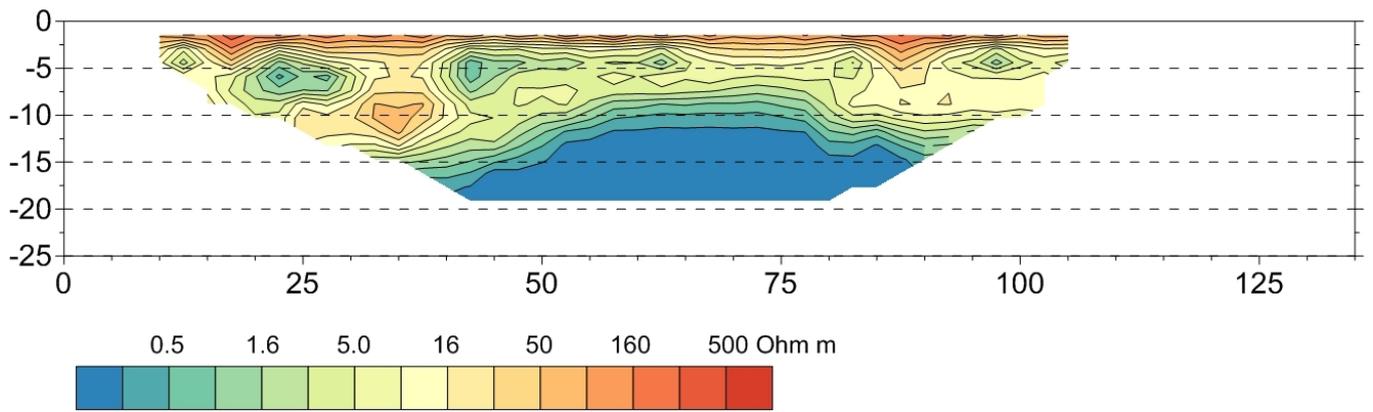
RMS=10.1%

SCT-4



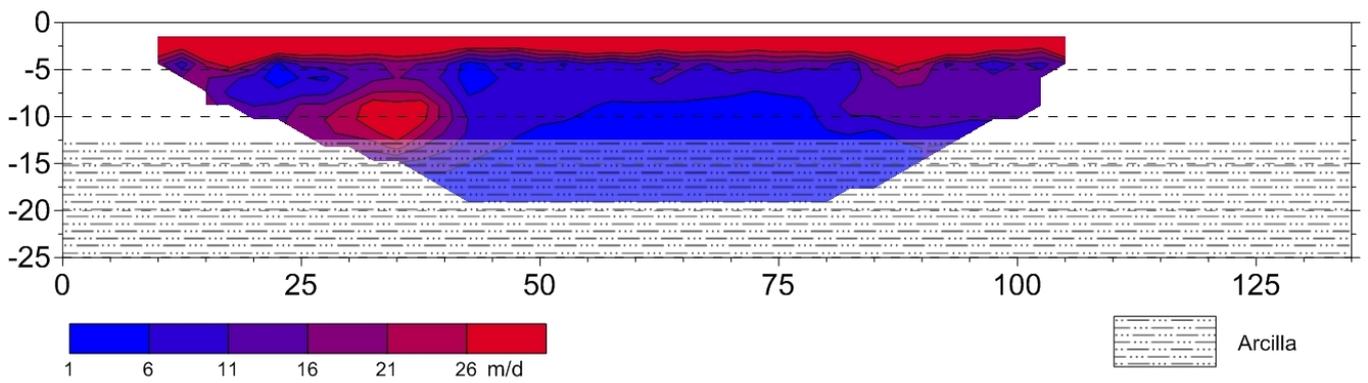
RMS=15.4%

SCT- 5

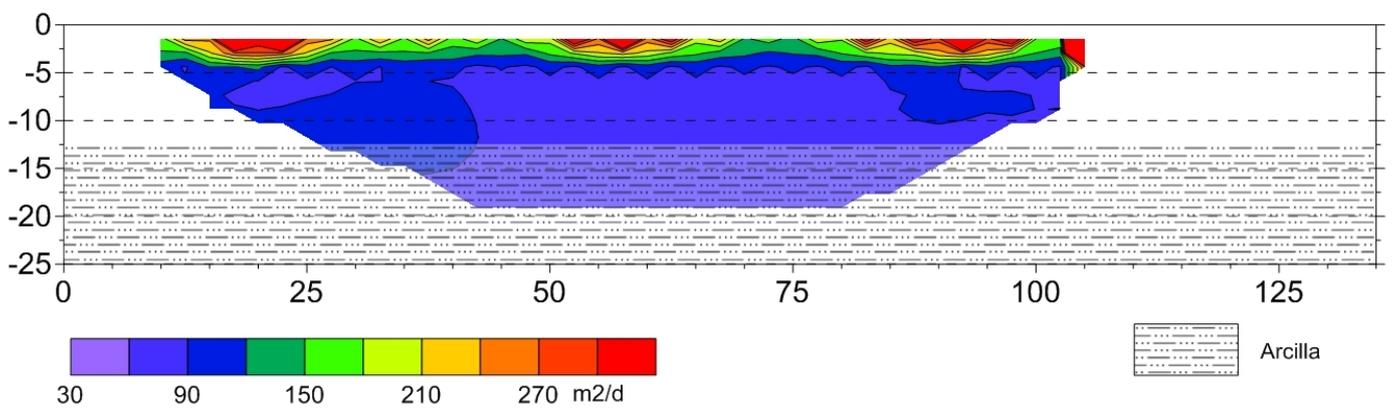


RMS=13.9%

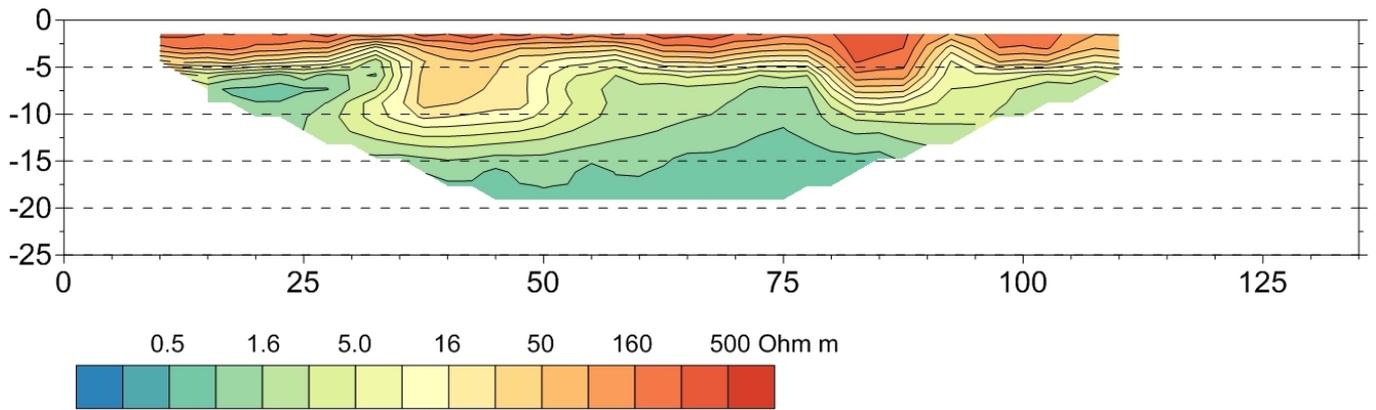
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

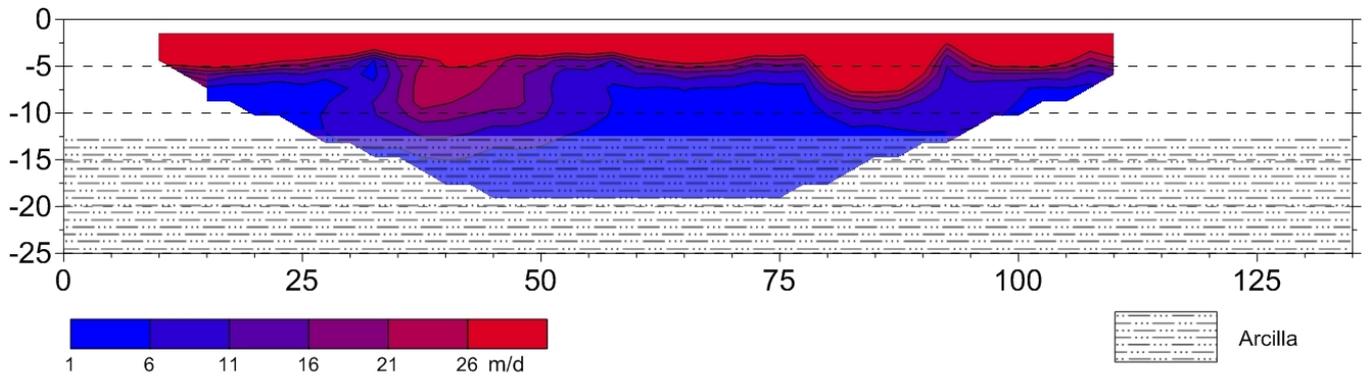


SCT-6

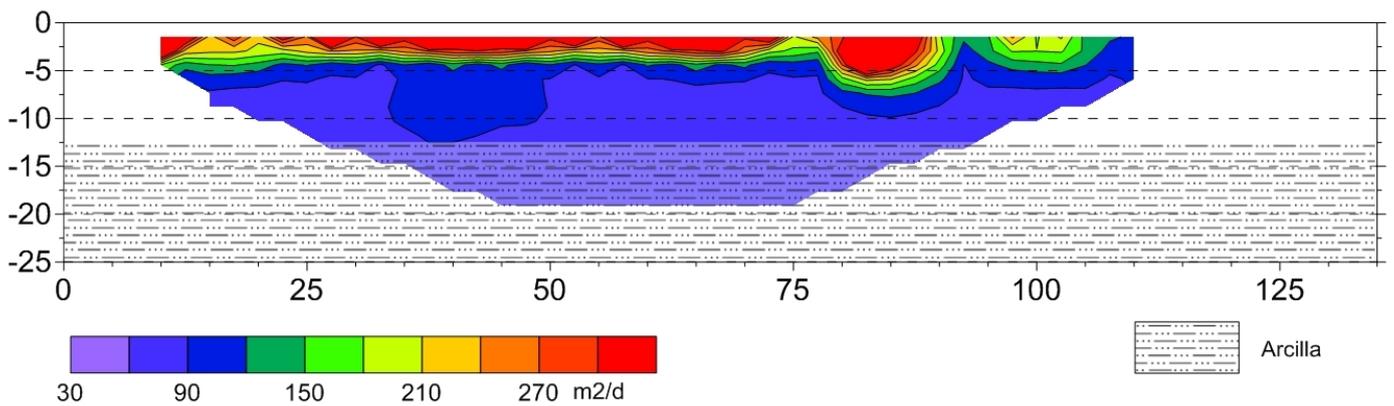


RMS=12.1%

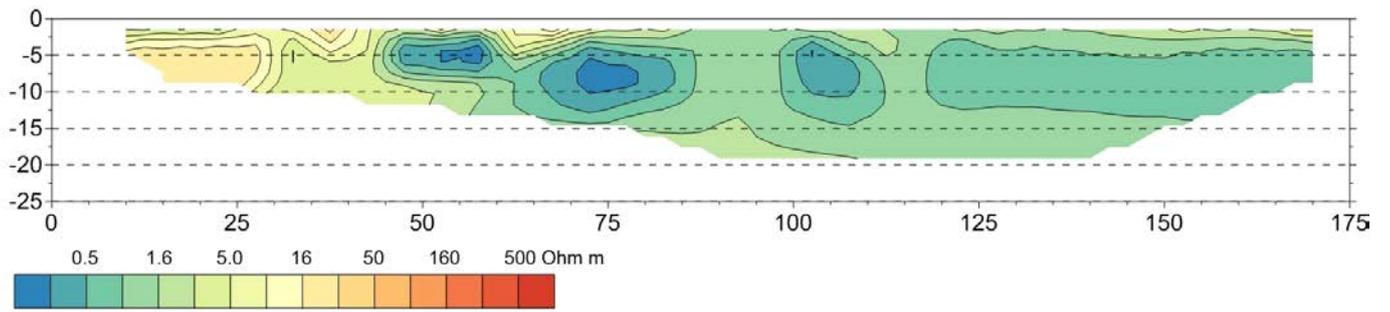
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

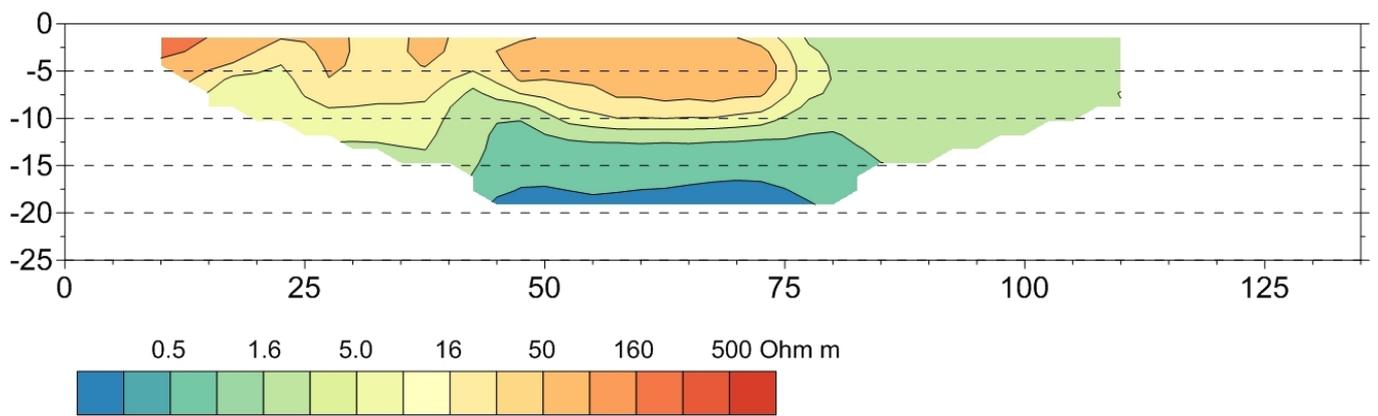


SCT-7



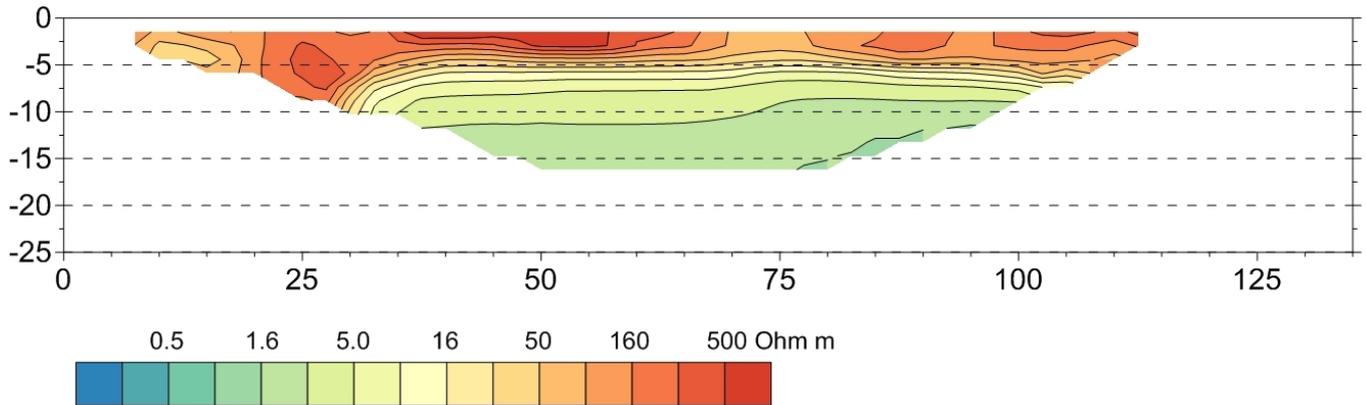
RMS=9.1%

SCT -8



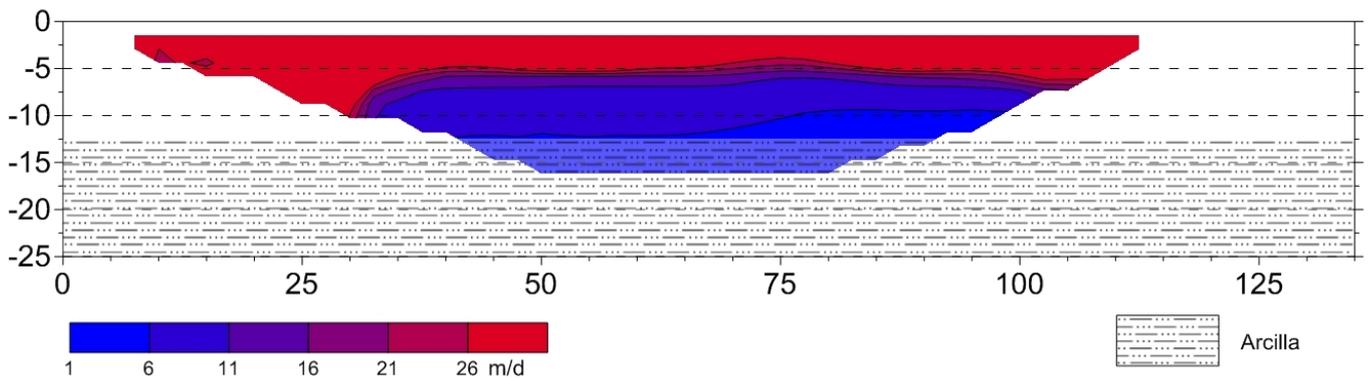
RMS=16.2%

SCT-9

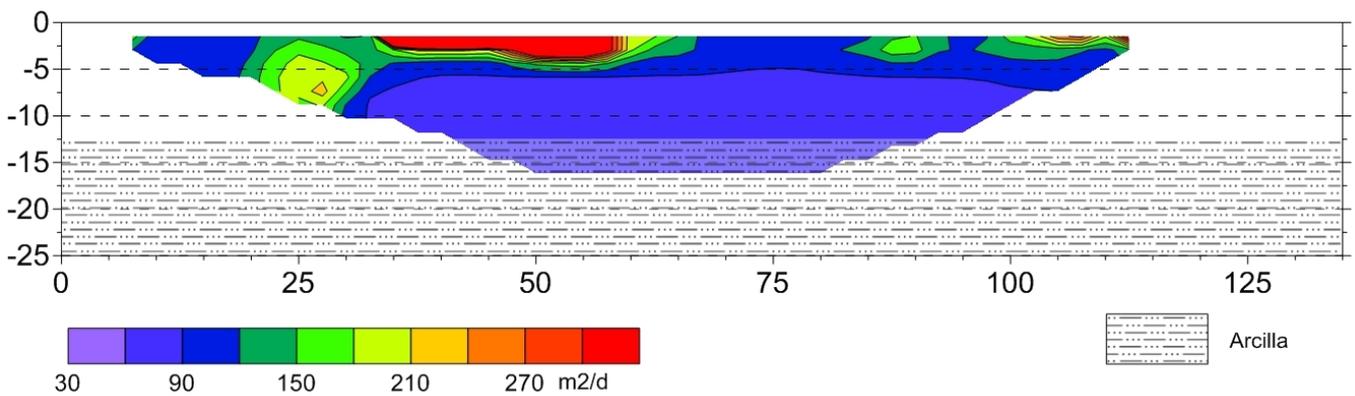


RMS=12.7%

Sección 2D de conductividad hidráulica

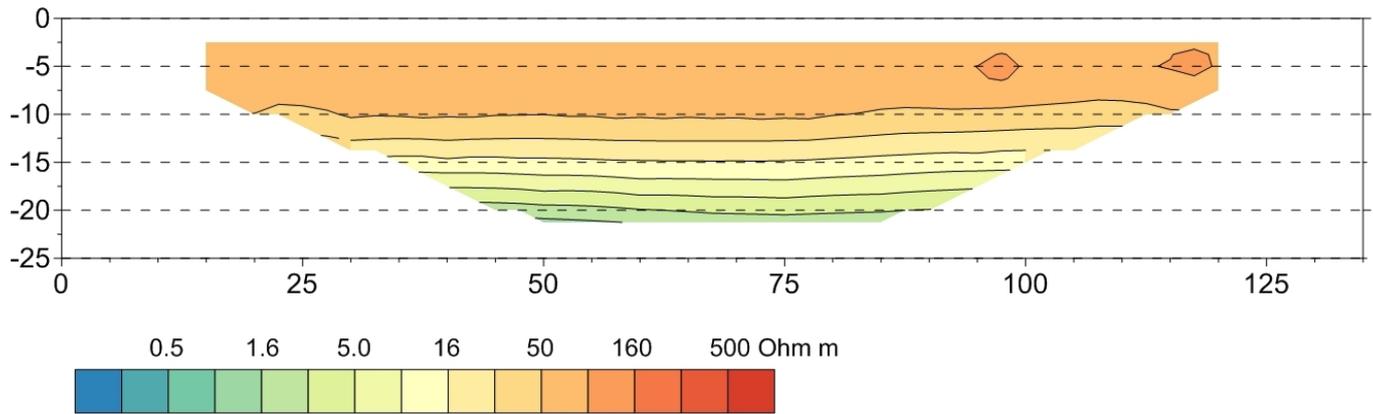


Sección 2D de transmisividad hidráulica



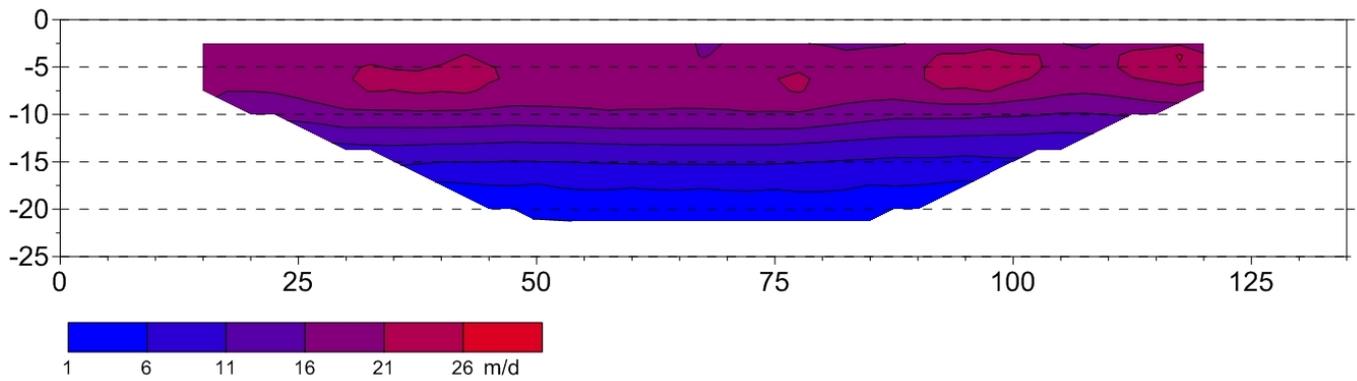
Costa del Este

CESTE-W

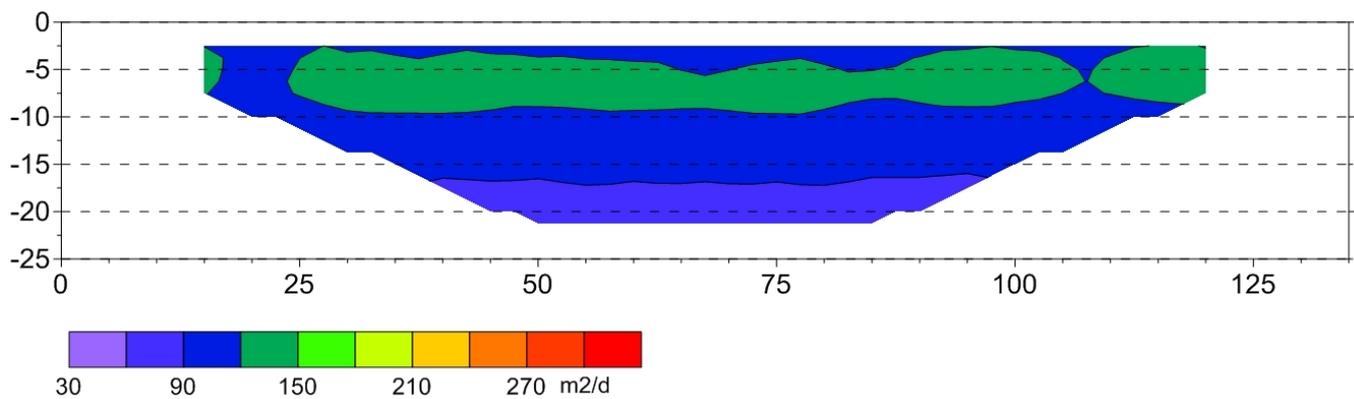


RMS=3.5%

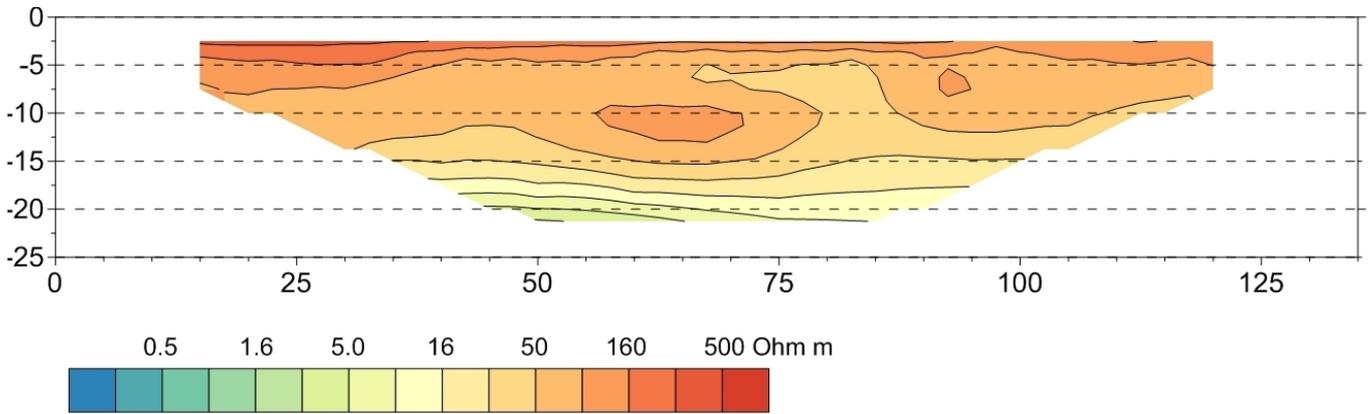
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

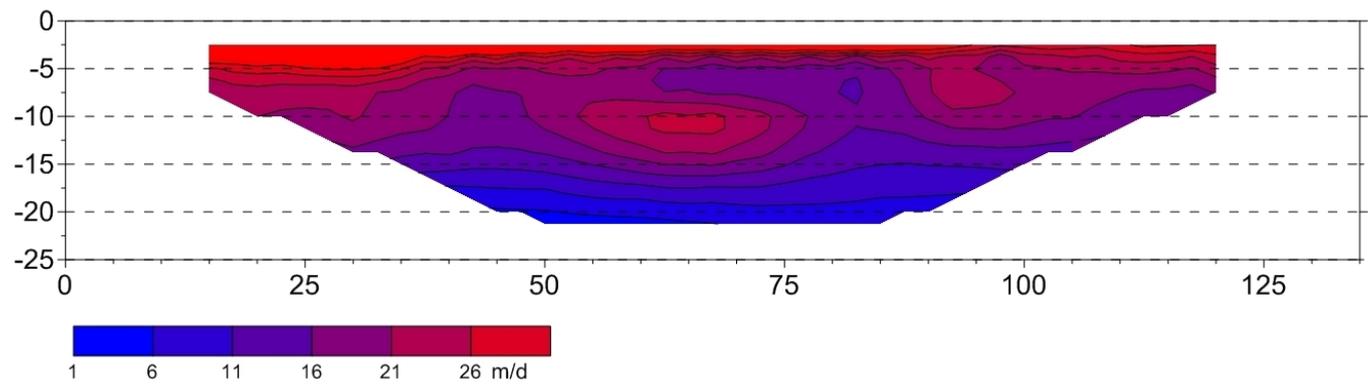


CESTE-C

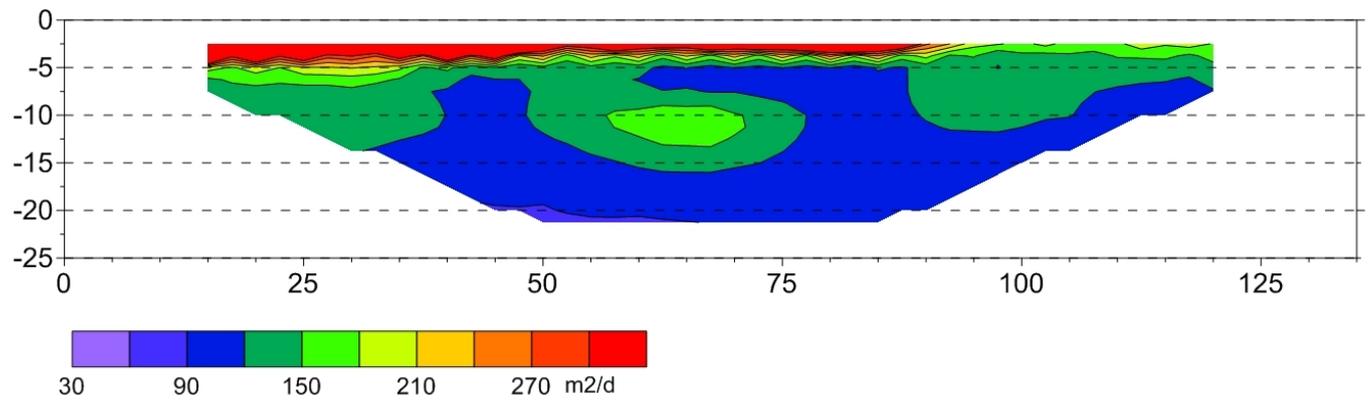


RMS=6.9%

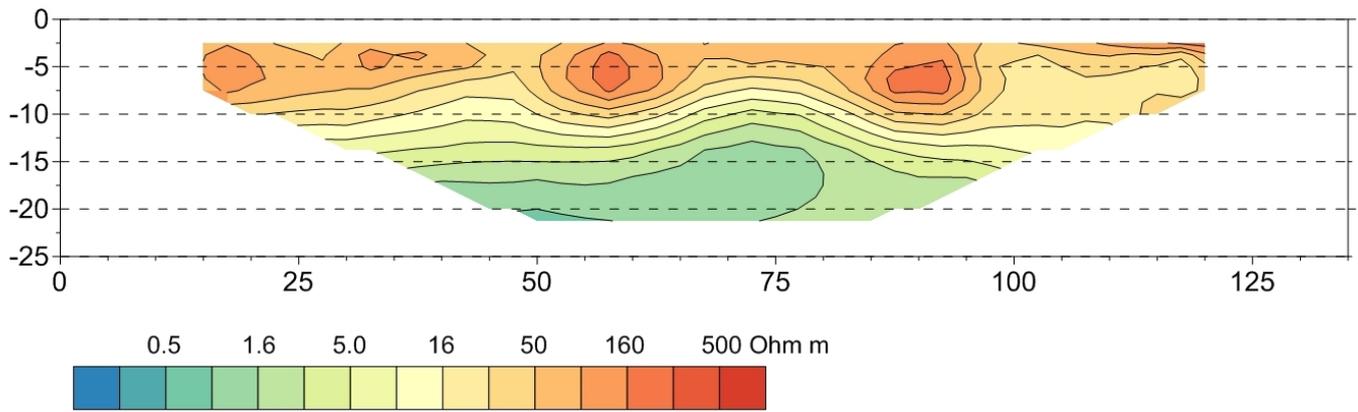
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

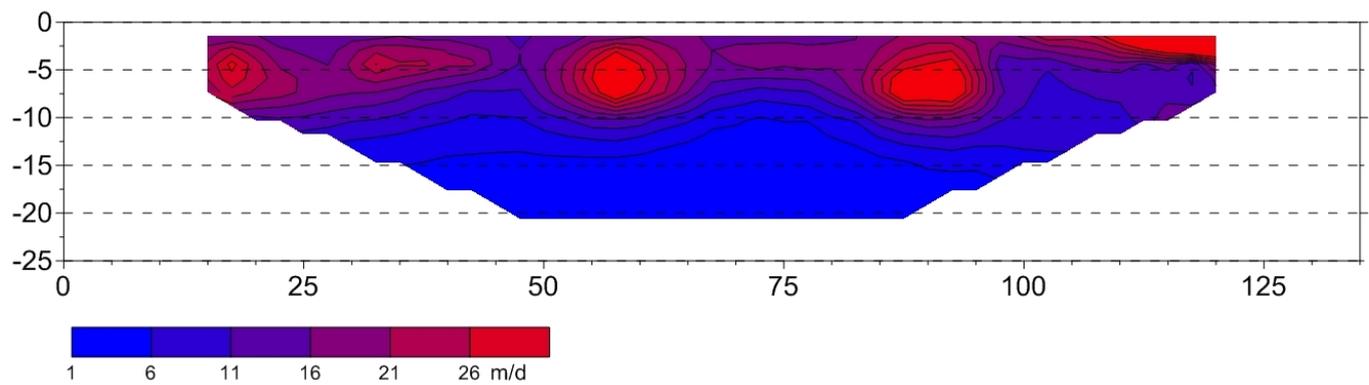


CESTE-E

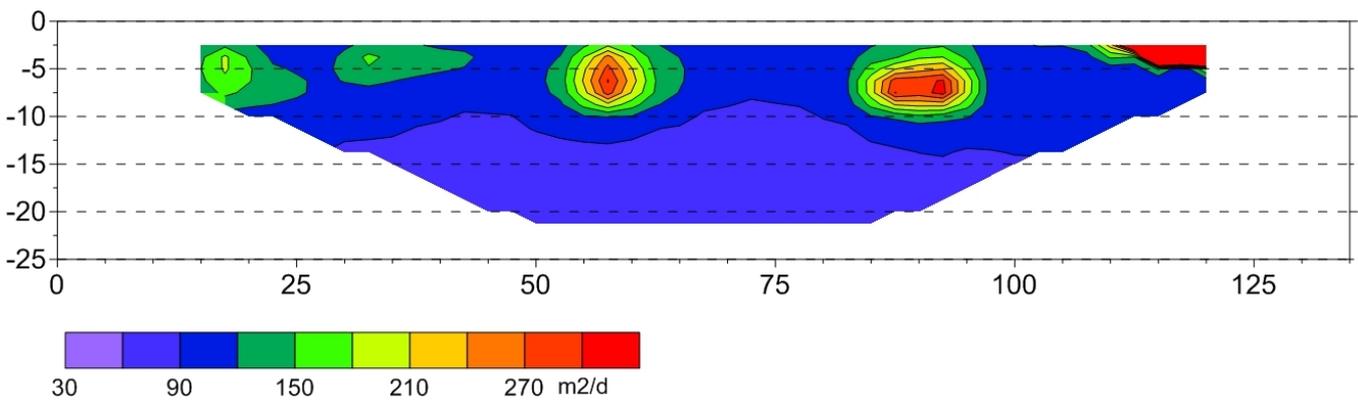


RMS=10.9

Sección 2D de conductividad hidráulica

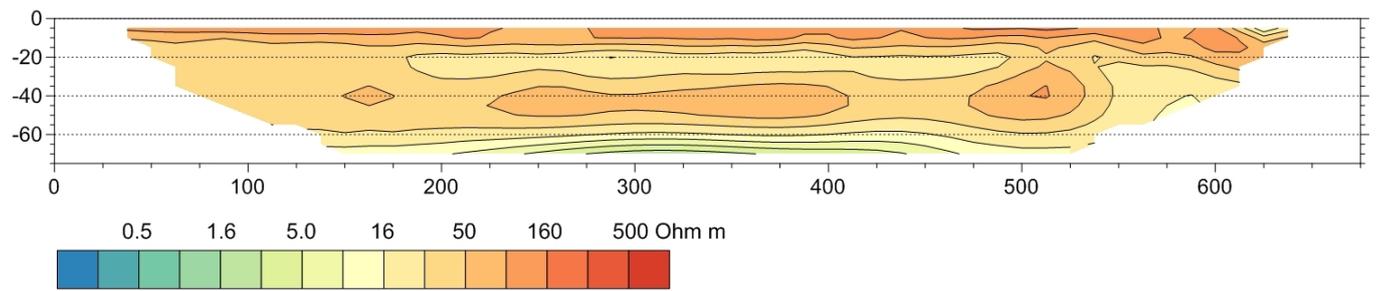


Sección 2D de transmisividad hidráulica



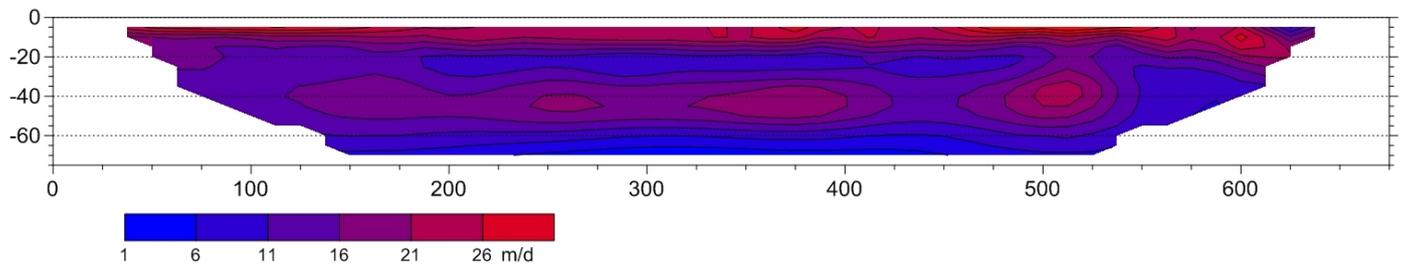
Punta Médanos

PMED

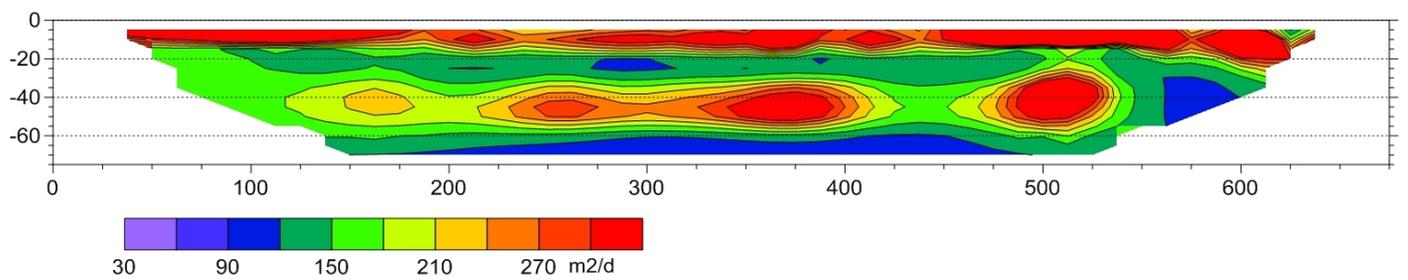


RMS=11.6%

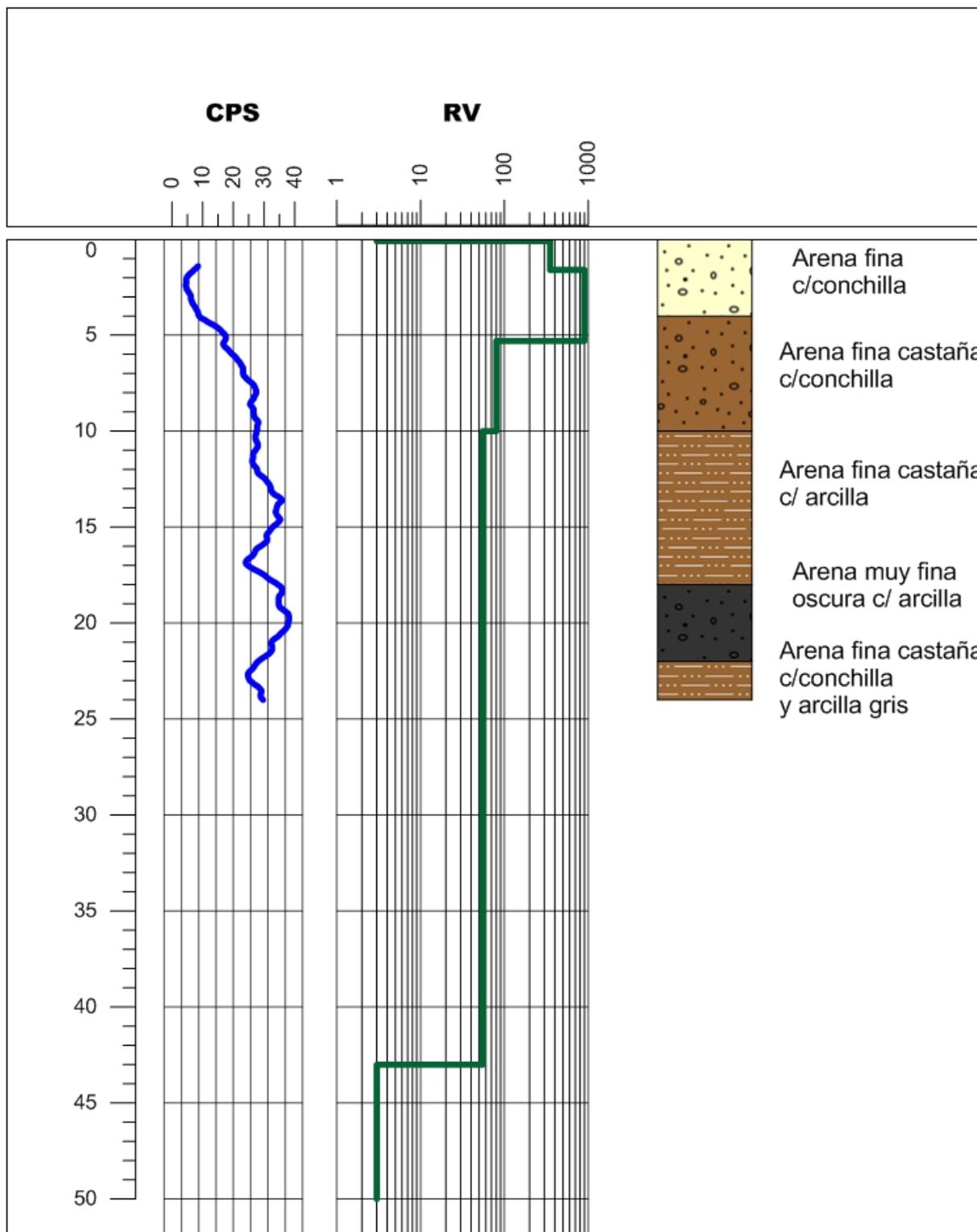
Sección 2D de conductividad hidráulica



Sección 2D de transmisividad hidráulica

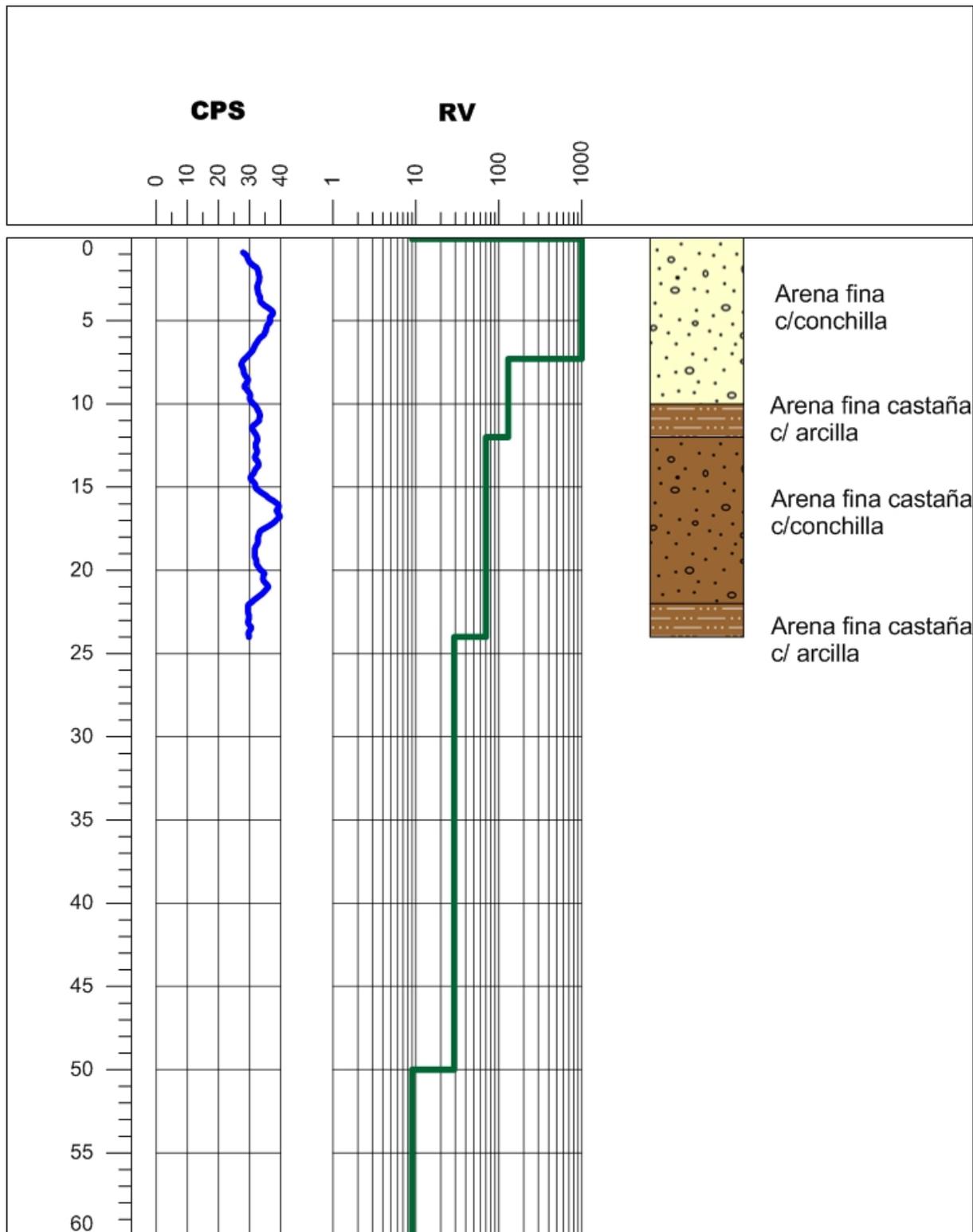


Anexo 7. Pozos Partido de Pinamar



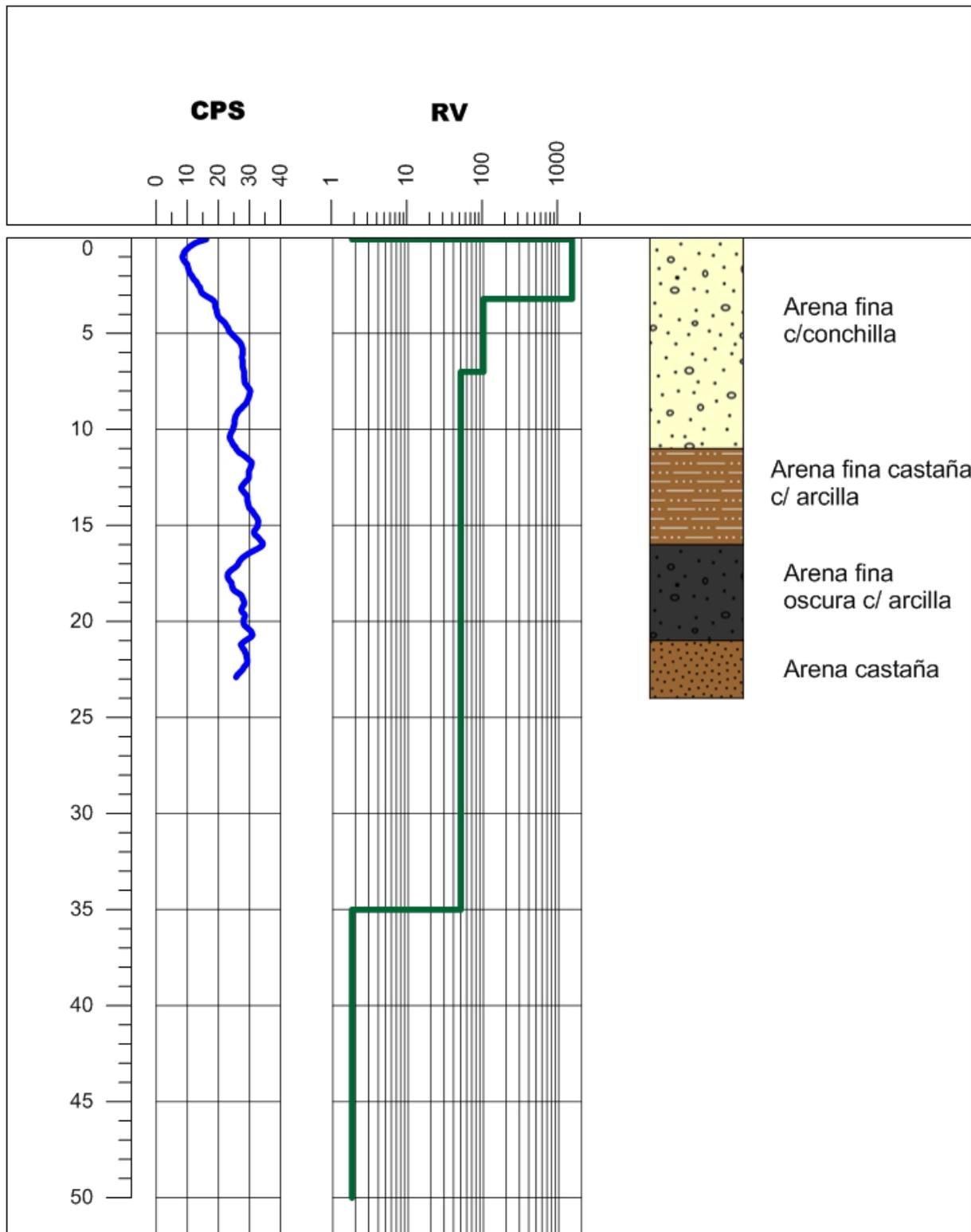
Montecarlo - Partido de Pinamar
 Prov. de Buenos Aires

37° 02' 19.70" S
 56° 48' 52.79" O



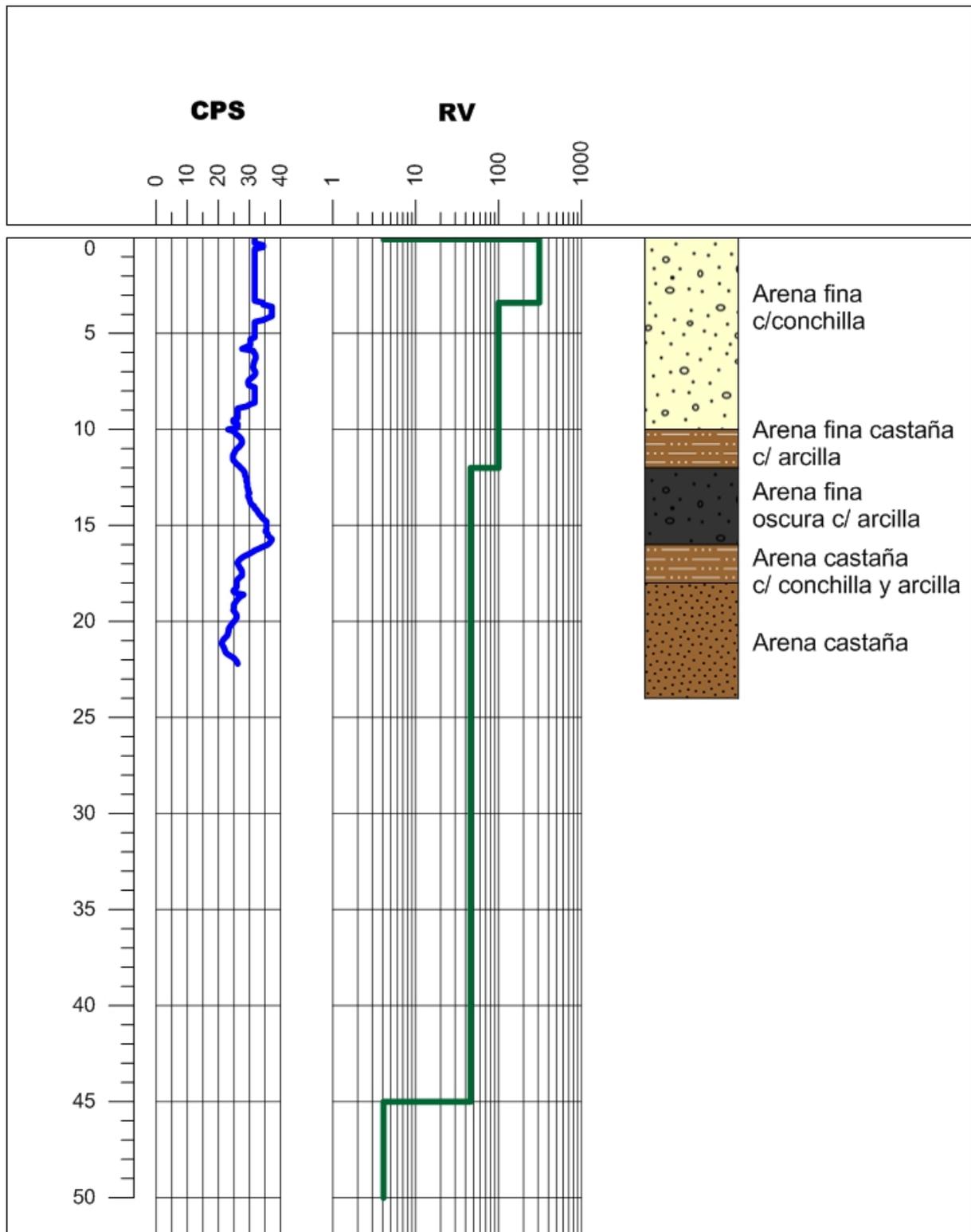
Pinamar Norte - Partido de Pinamar
 Prov. de Buenos Aires

37° 04' 37.22" S
 56° 50' 30.19" O



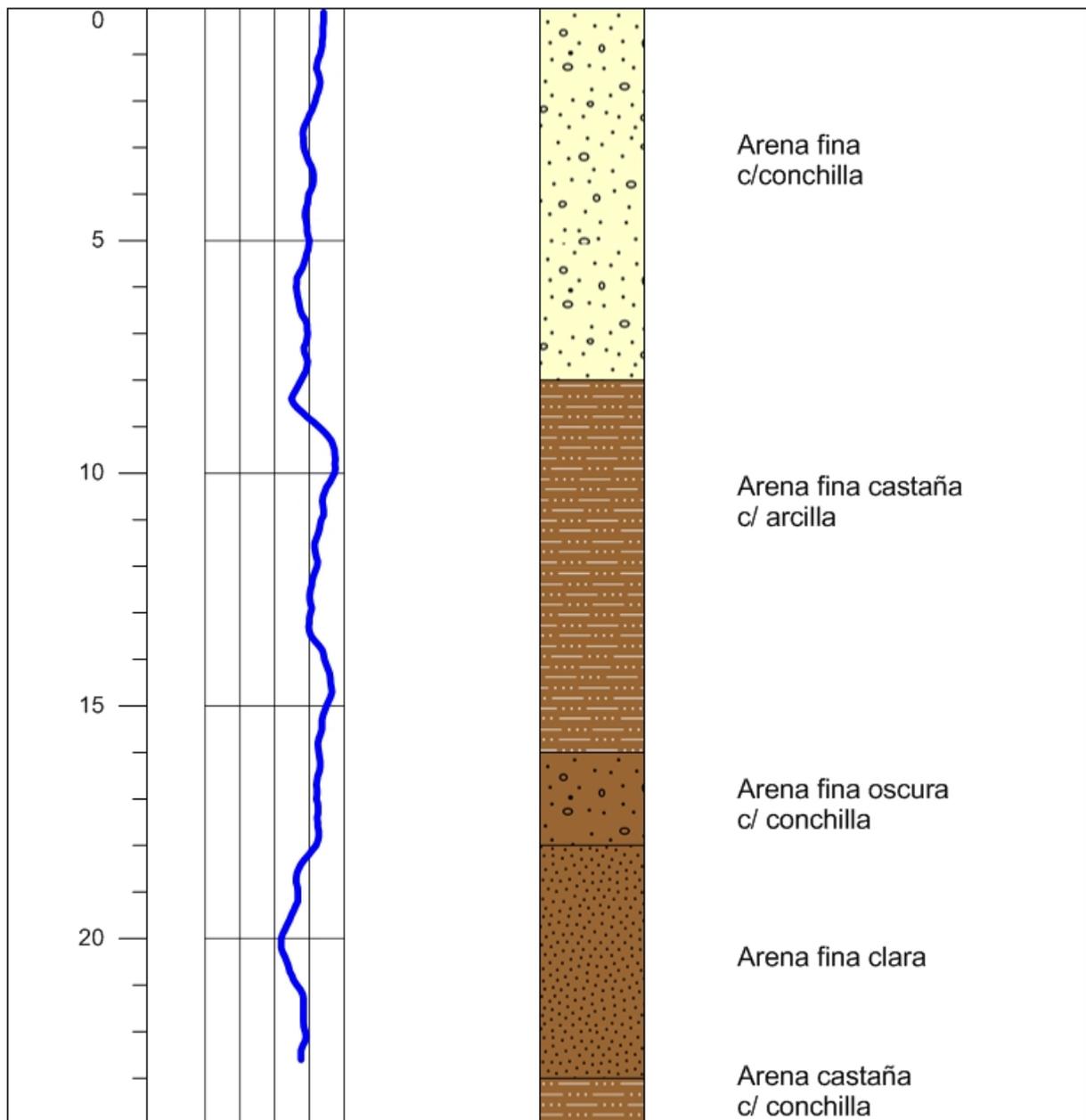
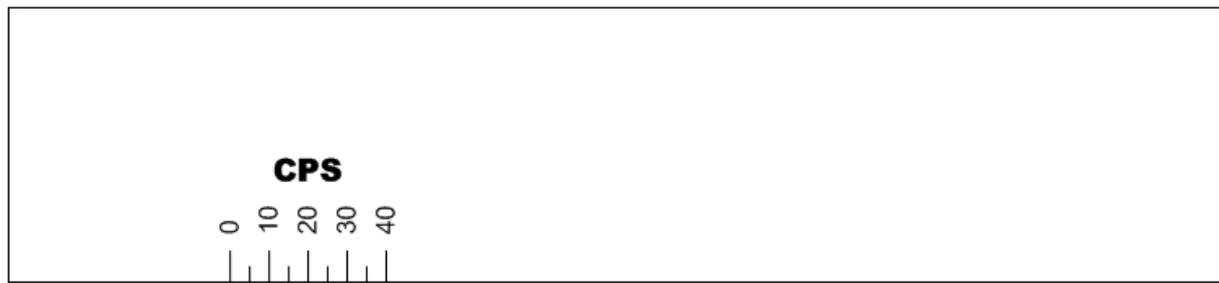
Ostende - Partido de Pinamar
 Prov. de Buenos Aires

37° 07' 31.90" S
 56° 52' 57.09" O



Cariló - Partido de Pinamar
Prov. de Buenos Aires

37° 09' 33.81" S
56° 54' 41.82" O



Valeria del Mar - Partido de Pinamar
 Prov. de Buenos Aires

37° 08' 23.11" S
 56° 53' 23.86" O

Anexo 8. Curvas sondeos eléctricos verticales

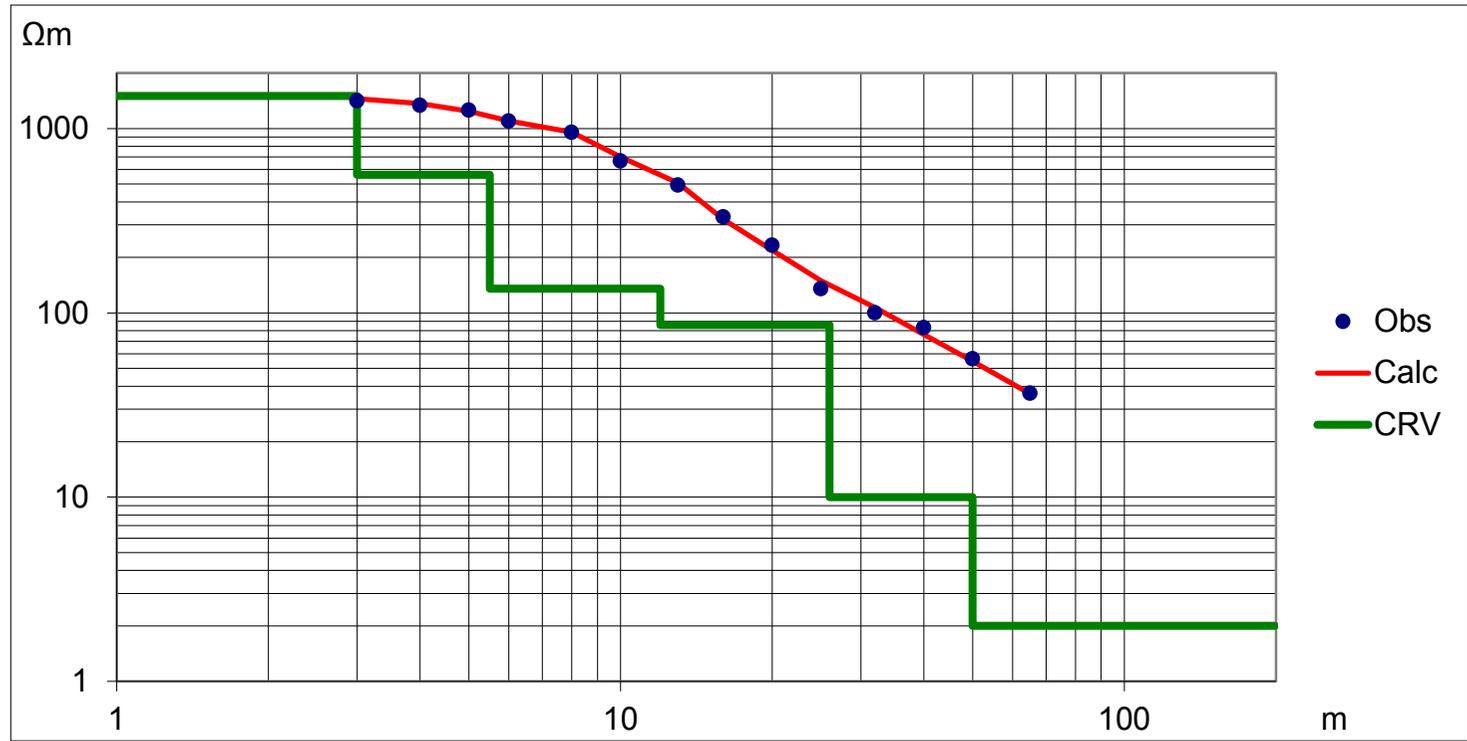
Partido de Pinamar

Peje

37° 06'25.19"S
56° 51'42.15"O

RMS %
4,72

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	1453	1416
3	1367	1338
4	1243	1260
5	1101	1097
6	957	954
8	701	667
10	507	493
13	321	331
16	219	233
20	149	135
25	107	100
32	76,2	83,0
40	54,7	56,3
50	36,4	36,6
65	20,0	19,1



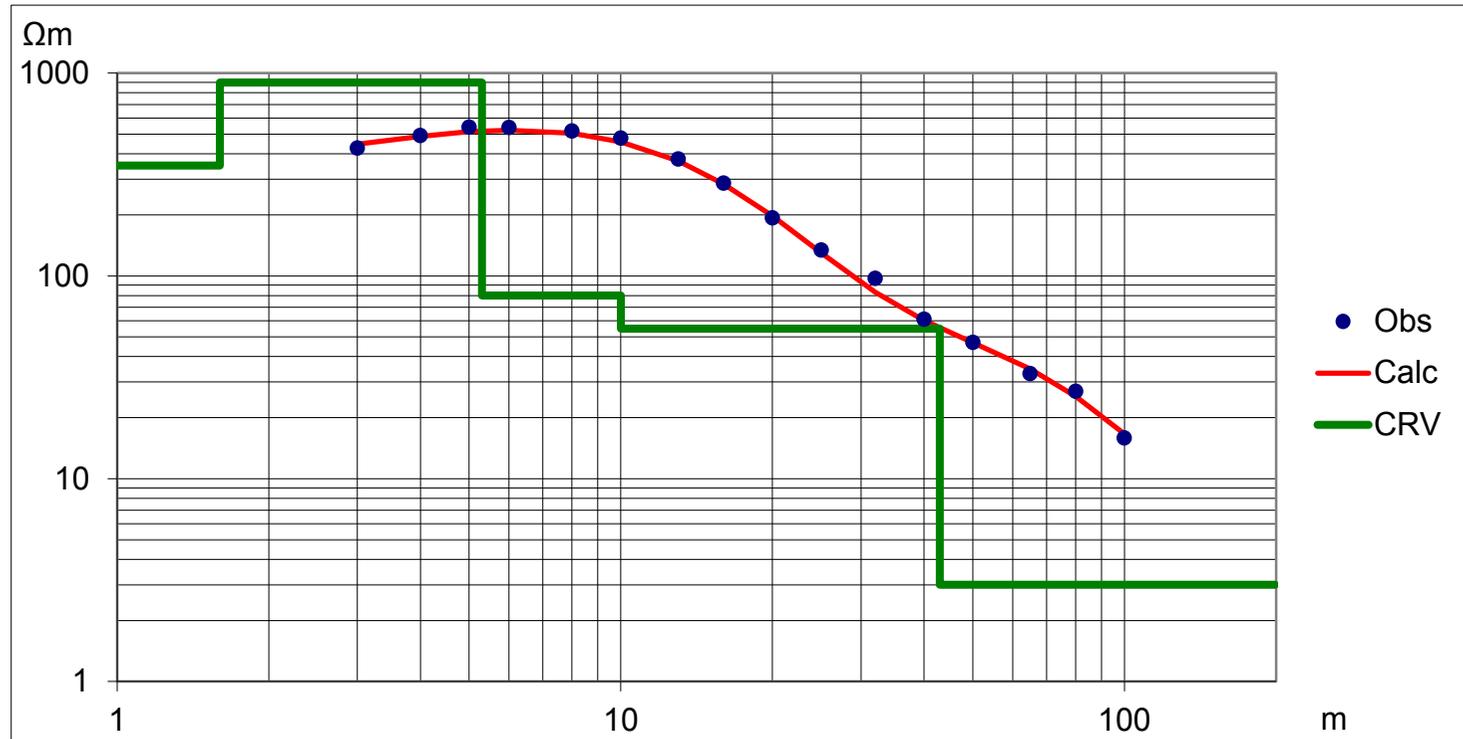
Z	Res
3	1500
5,5	560
12	135
26	86
50	10
INF	2,0

MC

37°02'19.70"S
56°48'52.79"O

RMS %
4,65

AB/2	RA_calc	RA_obs
3	446	427
4	488	491
5	514	540
6	523	538
8	506	518
10	458	478
13	369	376
16	284	286
20	198	193
25	130	134
32	83	97
40	60,3	61,0
50	46,9	47,0
65	34,7	33,0
80	25,5	27,0
100	16,6	15,9
125	10,0	10,3
160	5,7	5,8



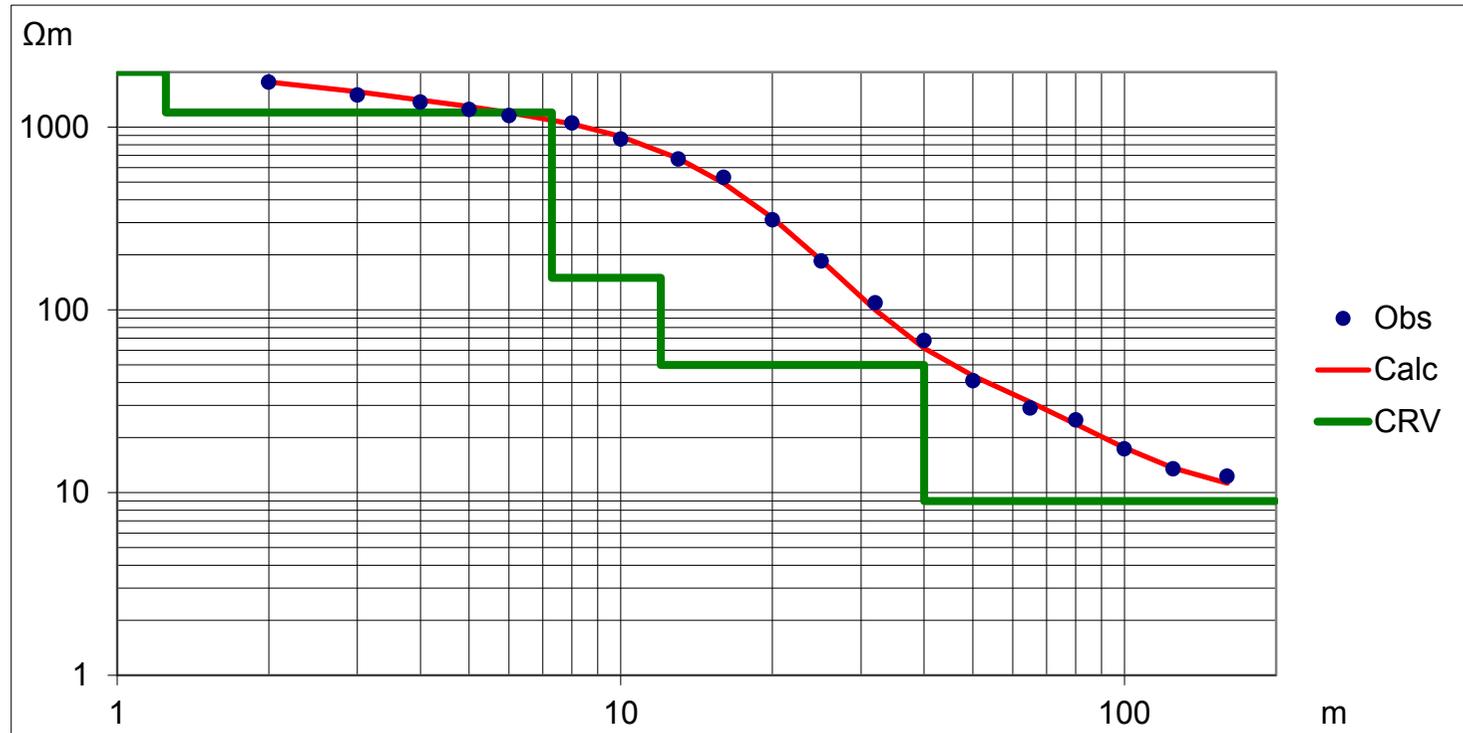
Z	Res
1,6	350
5,3	900
10	80
43	55
INF	3,0

PNOR

37° 04' 37.21"S
56° 50' 29.98"O

RMS %
4,97

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	1763	1763
3	1561	1499
4	1407	1371
5	1294	1246
6	1202	1156
8	1041	1051
10	889	860
13	674	668
16	494	530
20	319	310
25	187	185
32	100	109
40	61,7	68,0
50	43,5	41,0
65	31,2	29,0
80	23,7	25,0
100	17,6	17,3
125	13,6	13,5
160	11,3	12,3



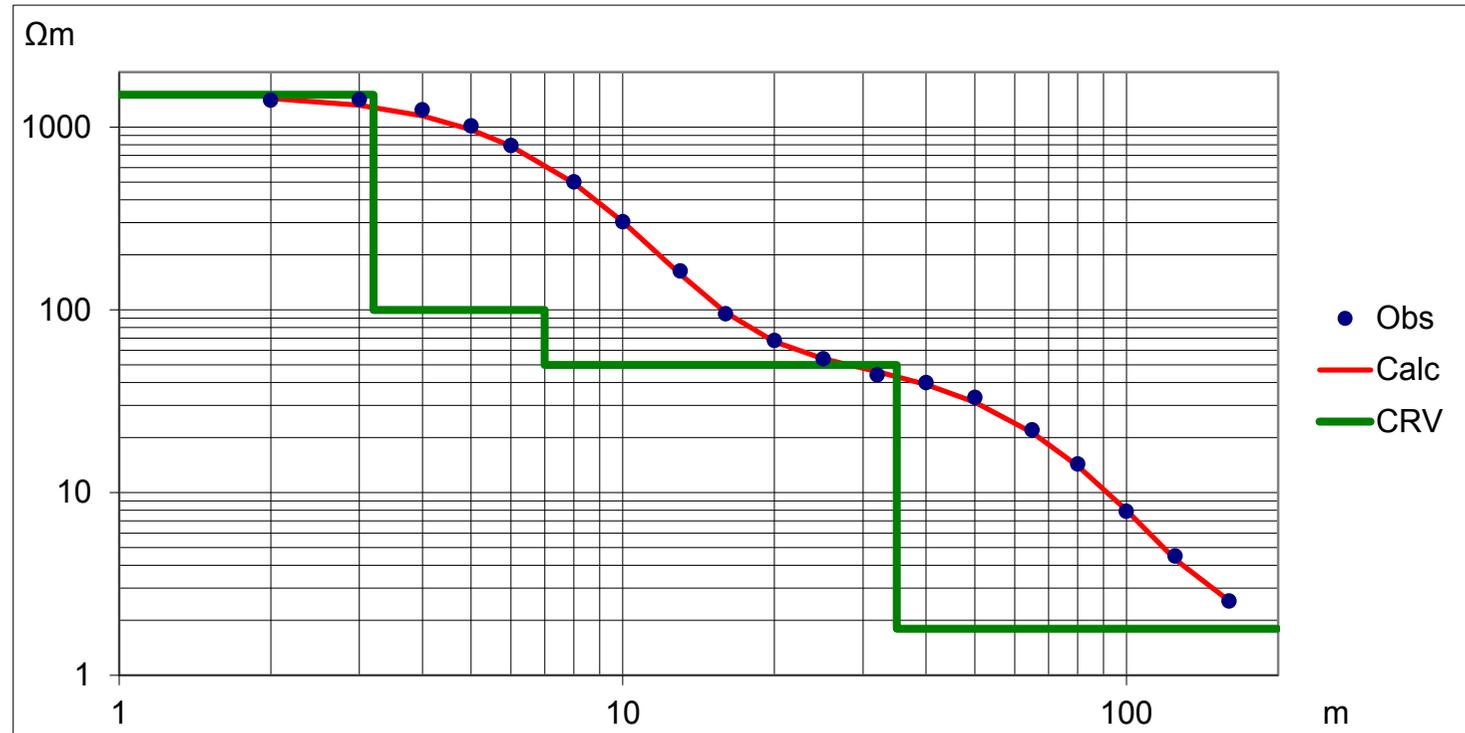
Z	Res
1,25	2000
7,3	1200
12	150
40	50
INF	9

OSTD

37° 07' 31.90"S
56° 52' 57.09"O

RMS %
3,43

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	1436	1405
3	1319	1412
4	1154	1244
5	969	1015
6	788	791
8	494	501
10	304	303
13	157	163
16	97	95
20	67	68
25	54	54
32	46	44
40	39,0	39,9
50	31,2	33,1
65	21,3	22,0
80	14,0	14,3
100	8,00	7,90
125	4,30	4,50
160	2,55	2,55



Z	Res
3,2	1500
7	100
35	50
INF	1,8

CARI

37° 09' 33.54"S

56° 54' 42.57"O

RMS %

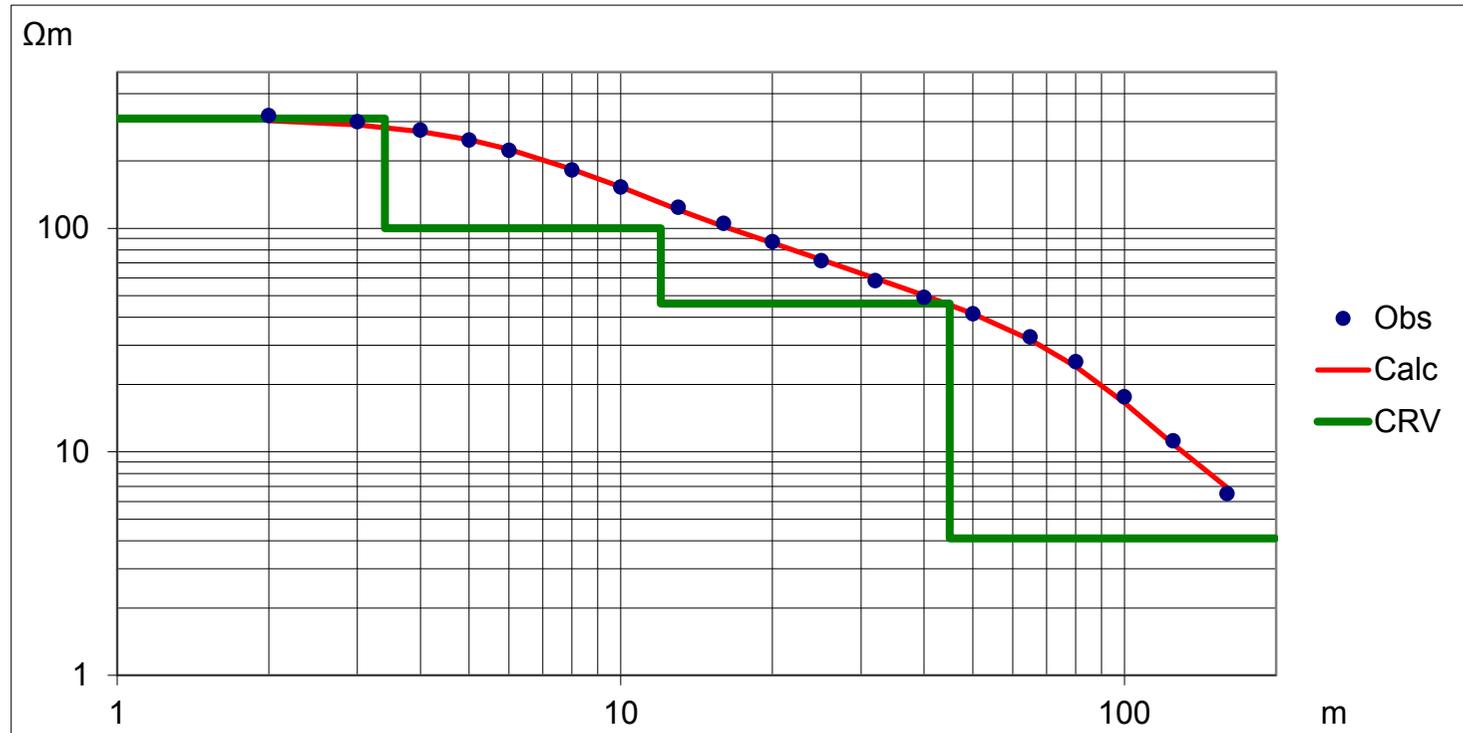
3,07

AB/2

RA_calc

RA_obs

2	303	319
3	290	300
4	271	275
5	249	248
6	226	223
8	184	182
10	153	153
13	121	124
16	102	105
20	86	87
25	72	72
32	60	58
40	50,2	49,1
50	41,5	41,4
65	31,7	32,6
80	24,1	25,3
100	16,6	17,6
125	10,8	11,2
160	6,9	6,5



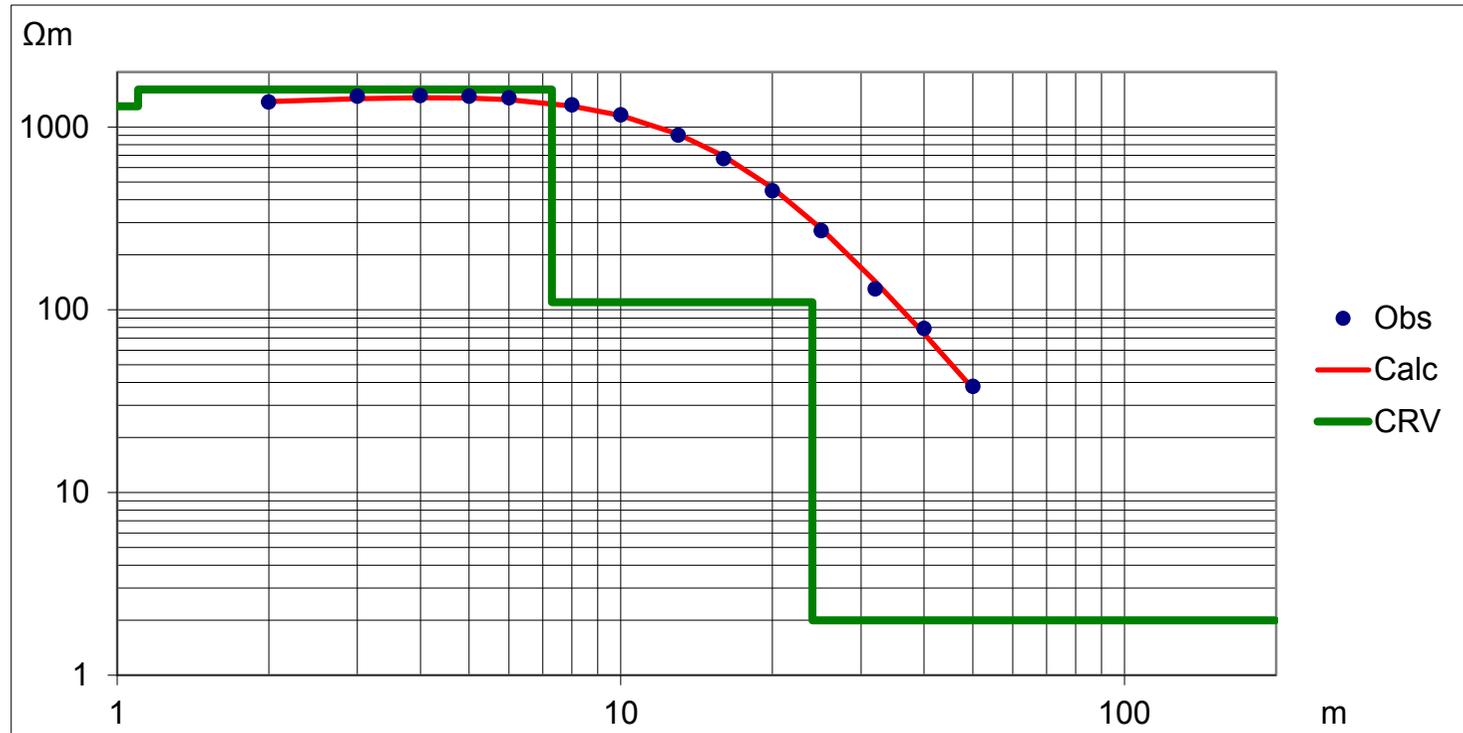
Z	Res
3,4	310
12	100
45	46
INF	4,1

Herra

37° 4'47.60"S
56° 50'51.00"O

RMS %
3,82

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	1378	1370
3	1427	1470
4	1446	1484
5	1439	1470
6	1409	1445
8	1302	1319
10	1157	1165
13	916	901
16	695	672
20	464	447
25	278	270
32	143	130
40	74	79
50	37,1	38,0



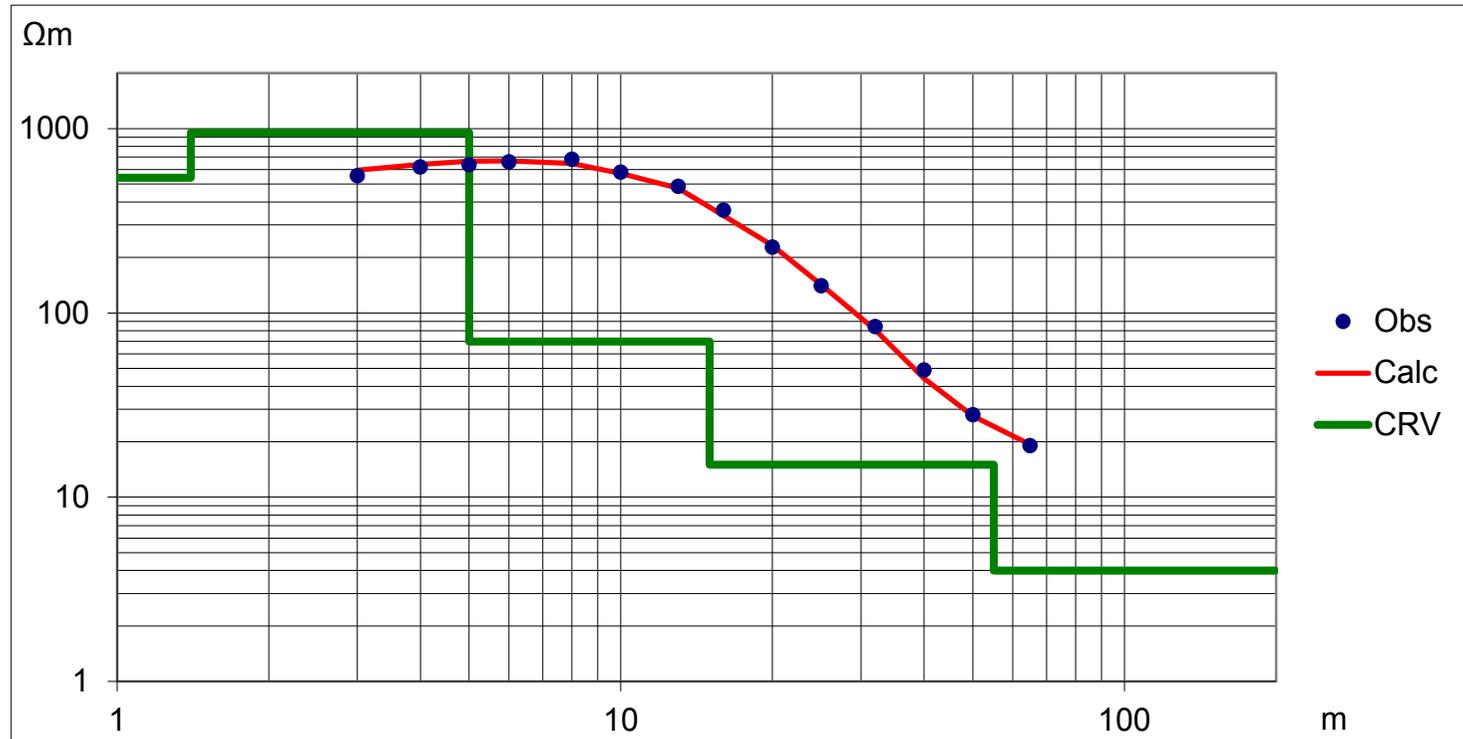
Z	Res
1,1	1300
7,3	1600
24	110
INF	2

Sarm

37° 06'2.98"S
56° 50'49.22"O

RMS %
4,99

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	594	555
3	640	617
4	666	635
5	667	658
6	648	680
8	572	580
10	475	485
13	338	360
16	232	227
20	142	140
25	81	84
32	44,1	49,0
40	27,6	28,0
50	19,3	19,0
65	14,2	14,0
80	11,66	12,0



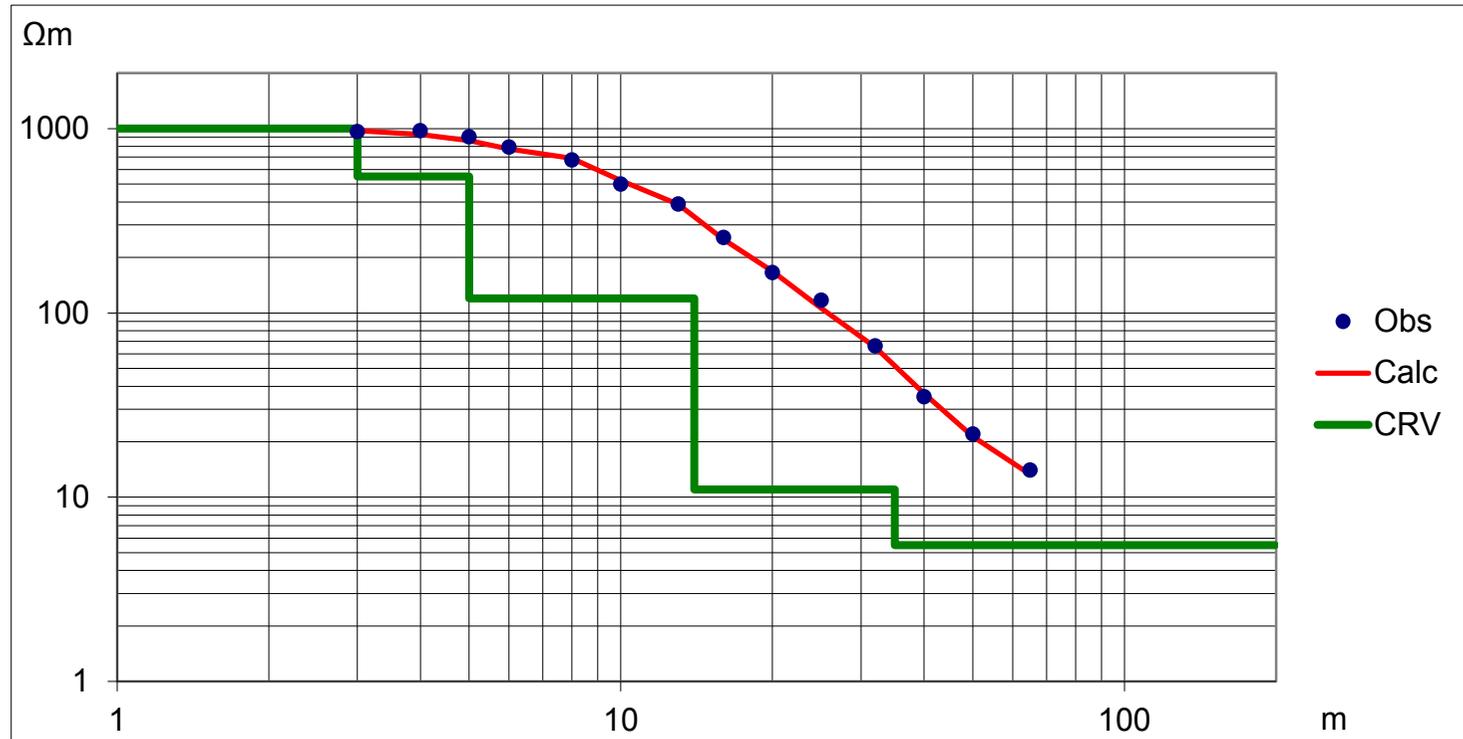
Z	Res
1,4	540
5	950
15	70
55	15
INF	4,0

Vict

37° 04'45.62"S
56° 50'03.26"O

RMS %
4,92

AB/2	RA_calc	RA_obs
2	975	963
3	928	973
4	859	902
5	776	794
6	689	675
8	523	499
10	389	389
13	251	256
16	168	165
20	106	117
25	65	66
32	36,6	35,0
40	21,3	22,0
50	13,3	14,0
65	9,2	9,3
80	7,73	7,2
100	6,86	6,1
125	6,37	6,4



Z	Res
3	1000
5	550
14	120
35	11
INF	5,5

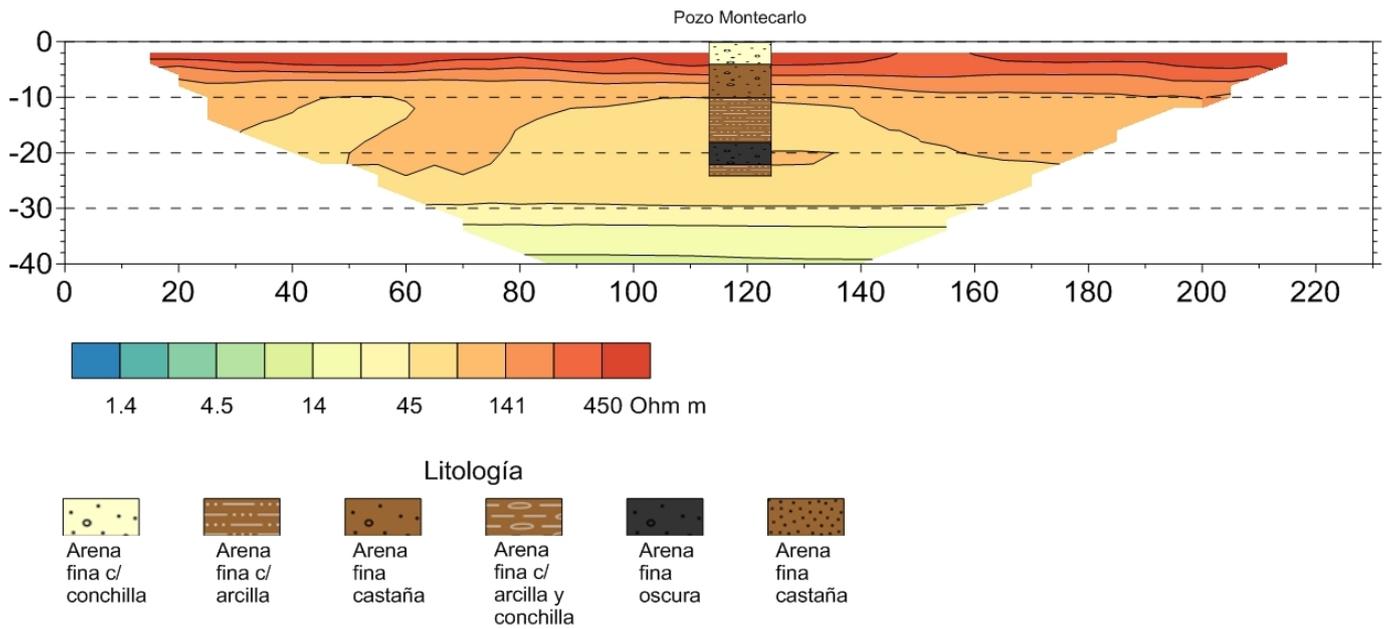
Anexo 9. Tomografías de resistividad eléctrica

Partido de Pinamar

Tabla A1. Coordenadas del punto de inicio de cada tomografía eléctrica y orientación aproximada de la línea.

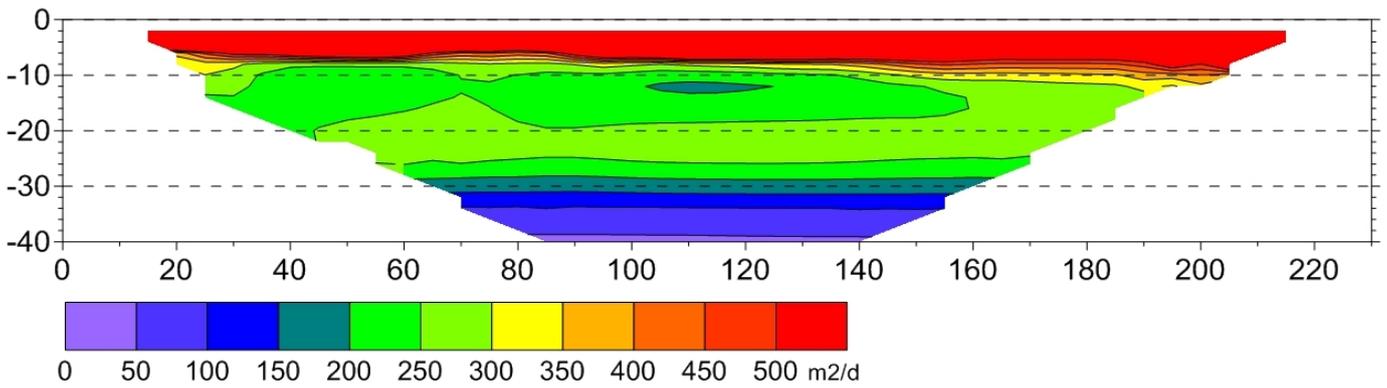
ID	Latitud	Longitud	Orientación
MC	37°02'19.29"S	56°48'56.82"O	NW-SE
PNOR	37° 04'31.80"S	56°50'28.20"O	N-S
P-RUTA	37° 06'10.77"S	56°53'10.47"O	NW-SE
P-CENTRAL	37° 06'41.41"S	56°52'09.99"O	NW-SE
P-COSTERA	37° 07'04.03"S	56°51'22.10"O	NW-SE
PINA	37° 06'49.24"S	56°52'10.45"O	NW-SE
OSTD	37° 07'32.09"S	56°52'55.54"O	W-E
VALE	37° 08'23.27"S	56°53'26.82"O	W-E
ZORZAL	37° 09'13.53"S	56°54'42.34"O	SW-NE
PARAISO	37° 09'19.07"S	56°53'23.46"O	NW-SE
ESPINILLO	37° 09'31.10"S	56°54'44.93"O	NW-SE
CARPINTERO	37°10'04.76"S	56°54'16.77"O	NW-SE
C-RUTA	37°10'07.42"S	56°56'19.33"O	NW-SE
C-COSTERA	37°10'26.59"S	56°53'54.13"O	NW-SE

MONTECARLO (MC)

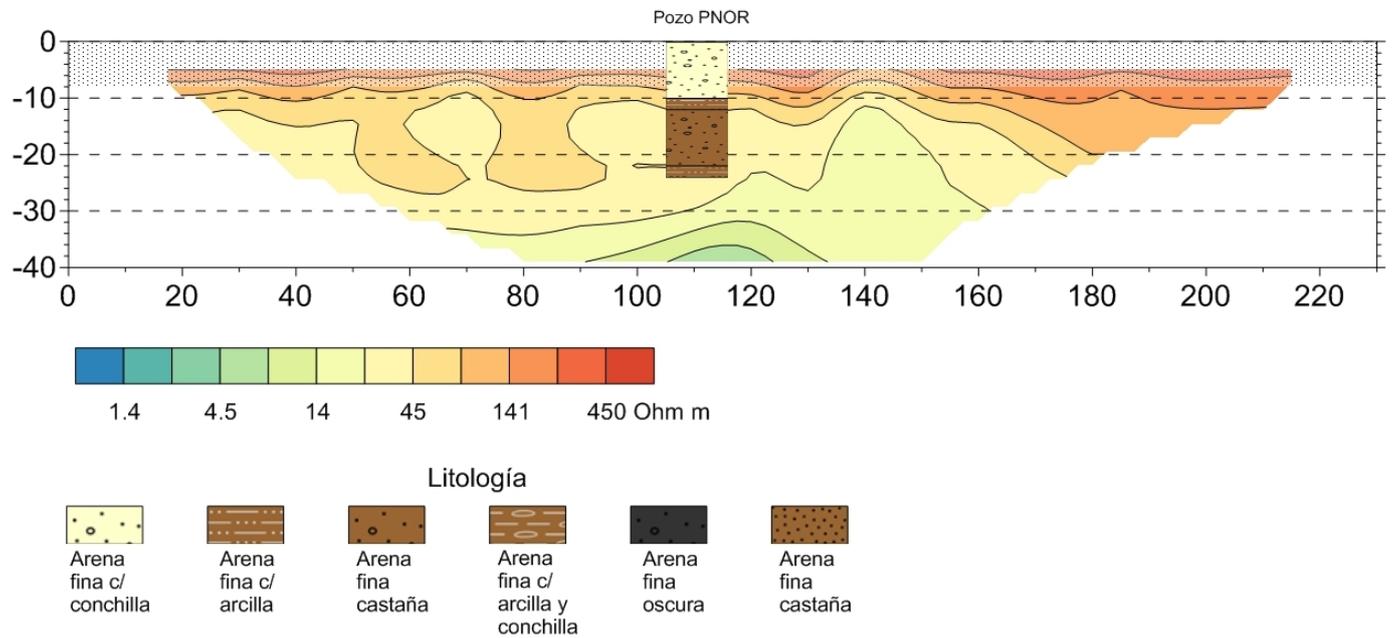


RMS=2.6%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

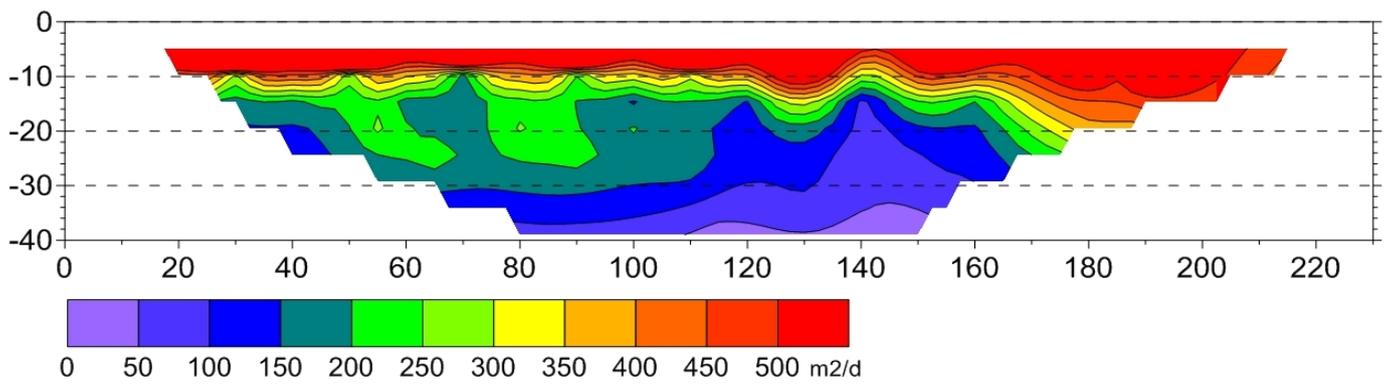


PINAMAR NORTE (PNOR)

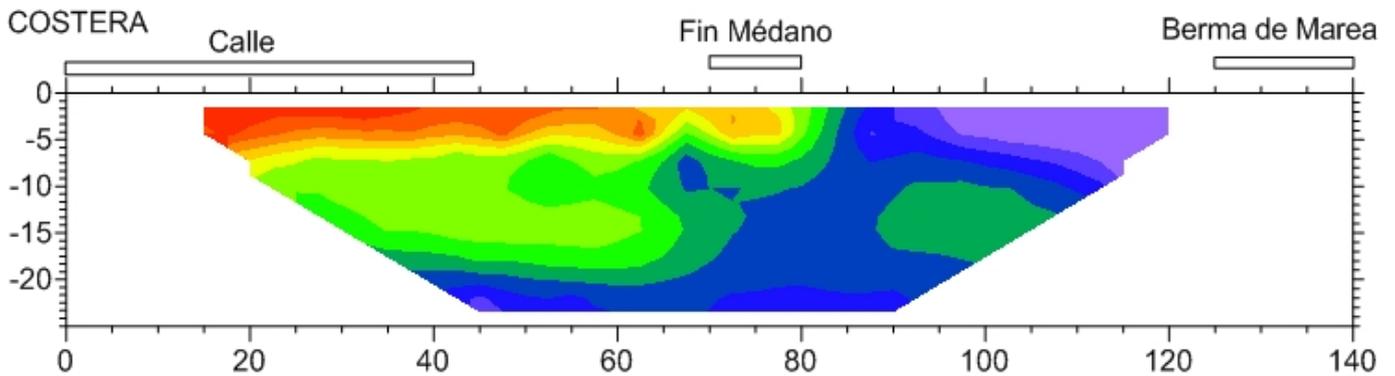


RMS=4.8%

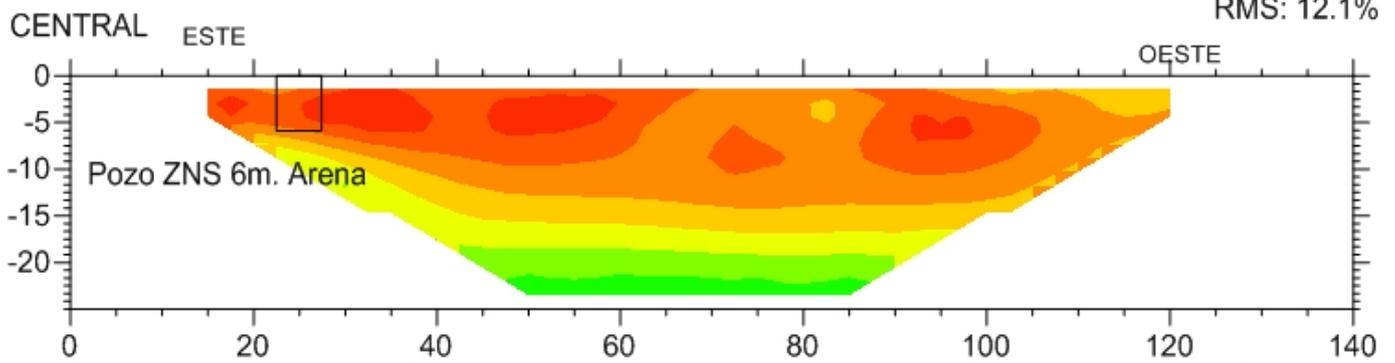
Sección 2D de transmisividad hidráulica



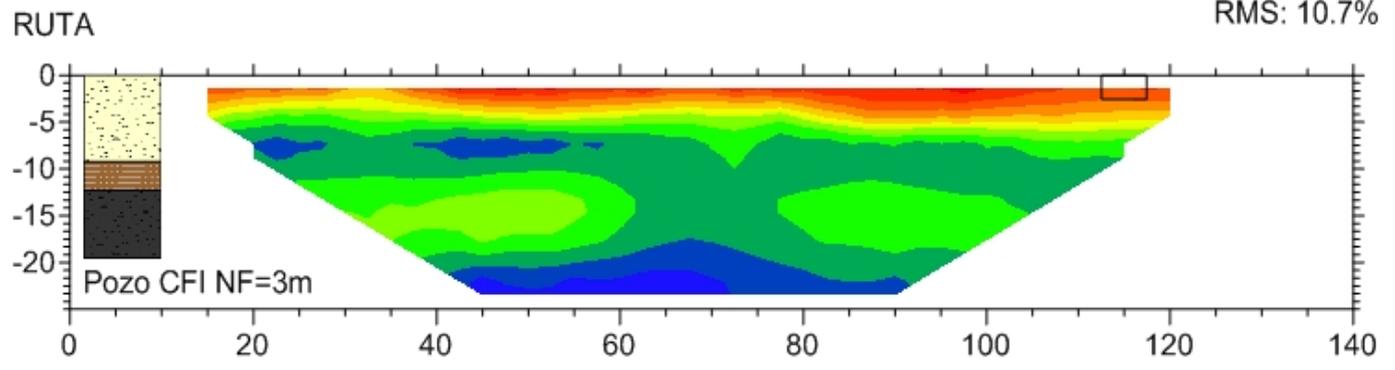
PINAMAR



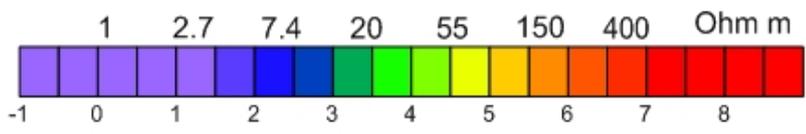
RMS: 12.1%



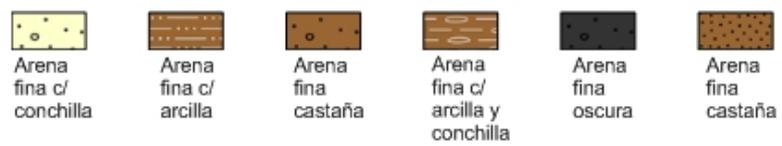
RMS: 10.7%



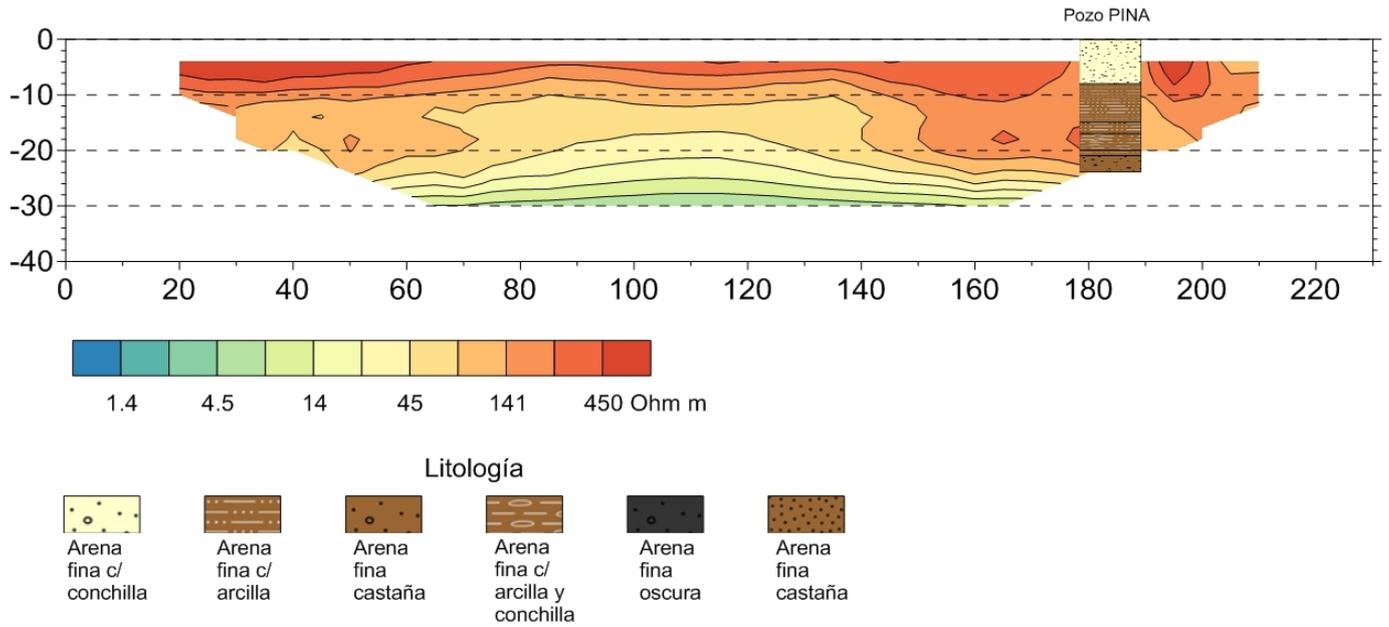
RMS: 11.0%



Litología

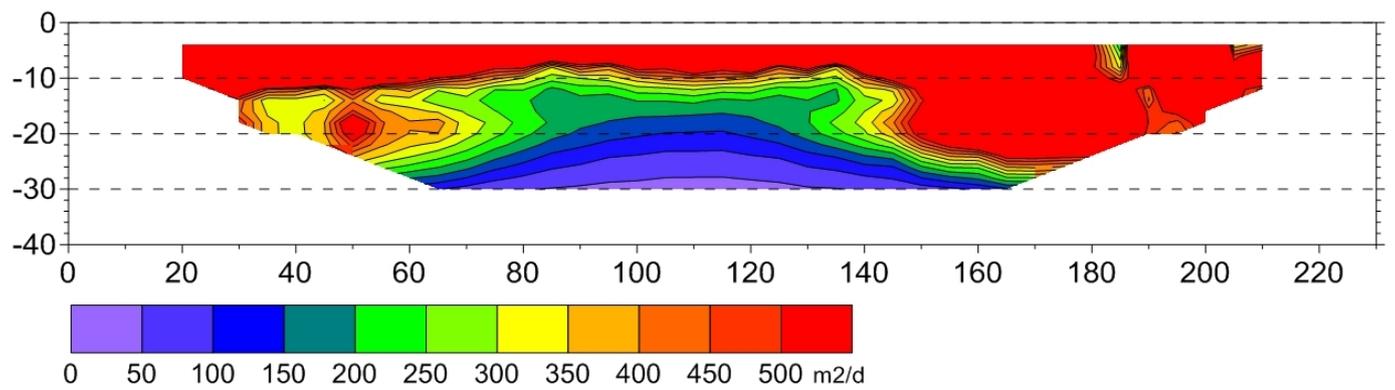


PINAMAR CENTRO (PINA)

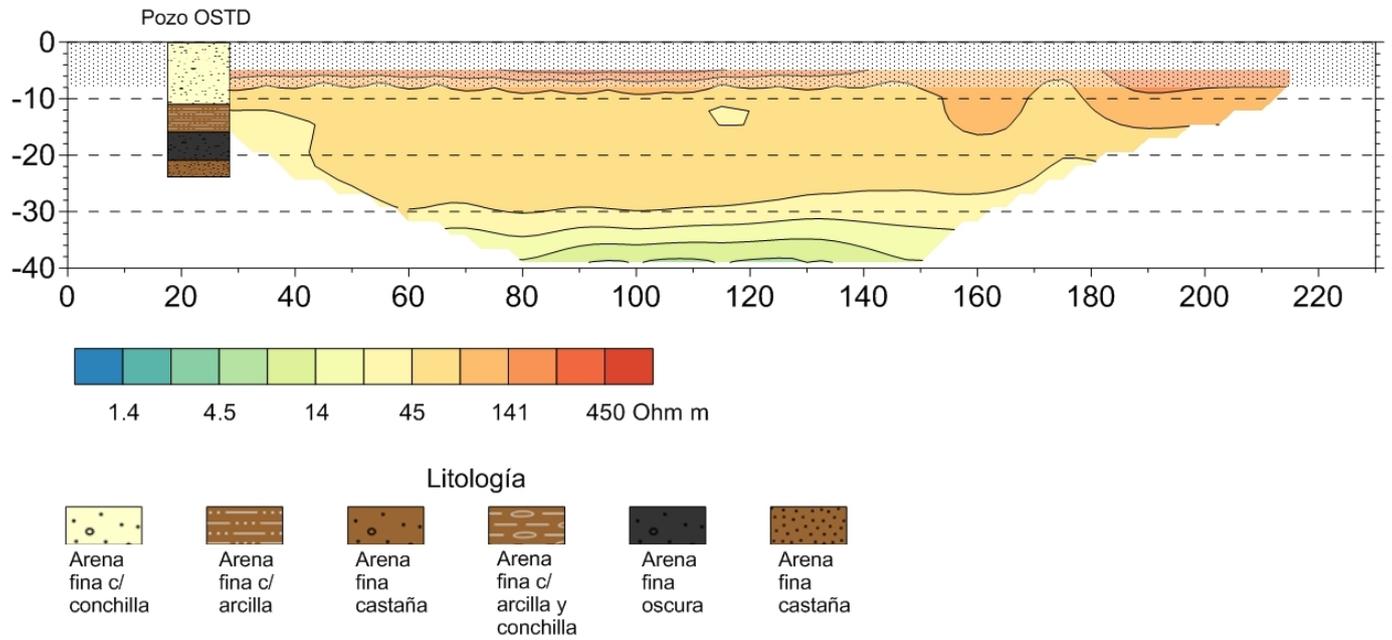


RMS=7.4%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

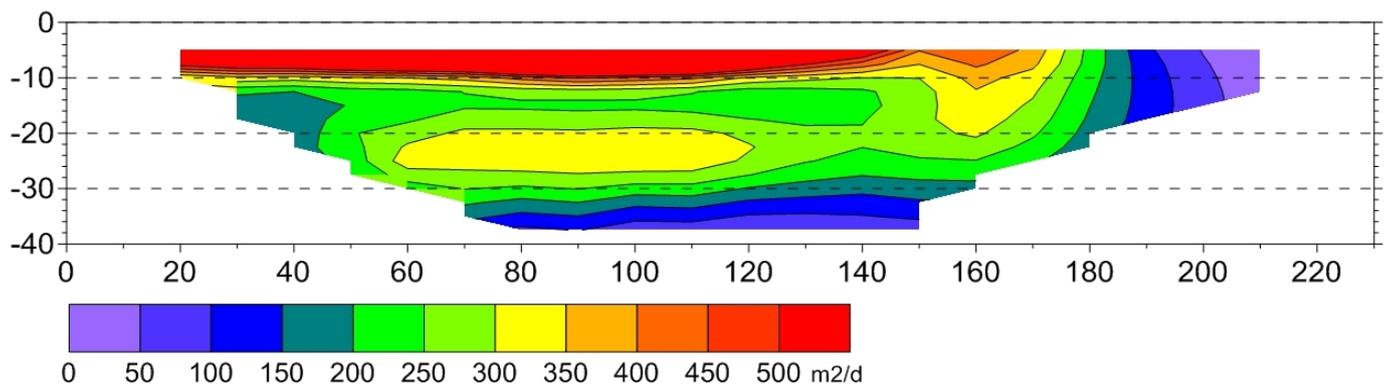


OSTENDE (OSTD)

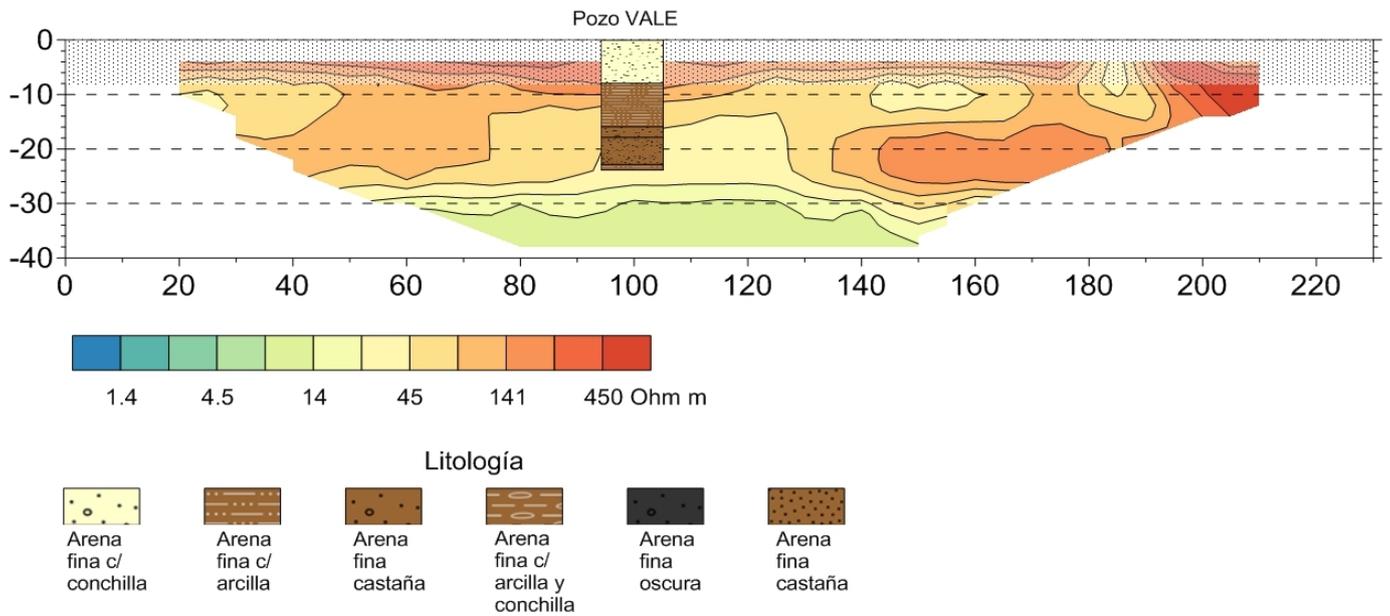


RMS=4.7%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

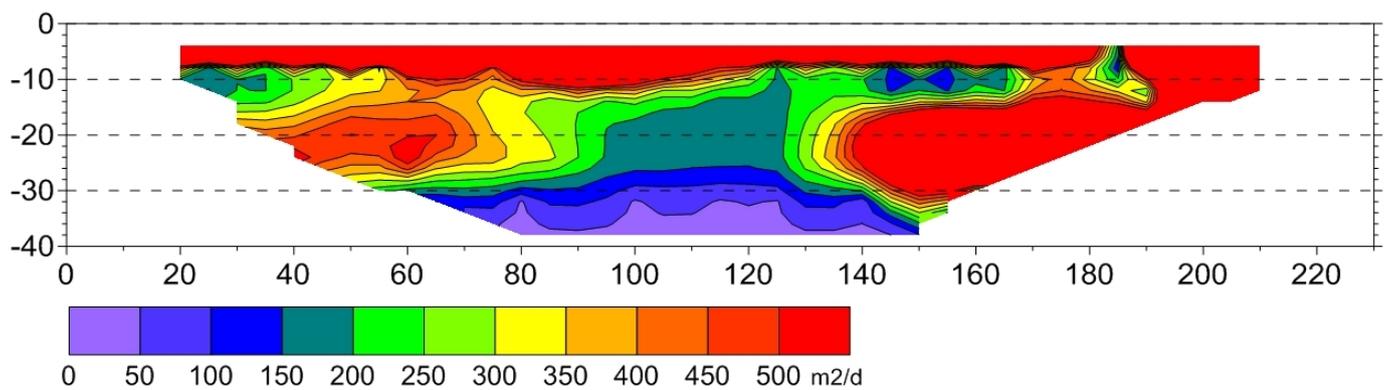


VALERIA DEL MAR (VALE)

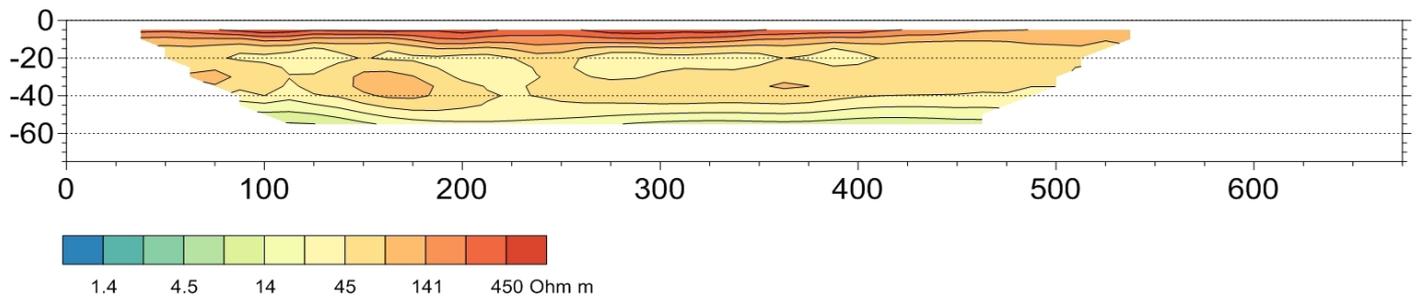


RMS=2.1%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

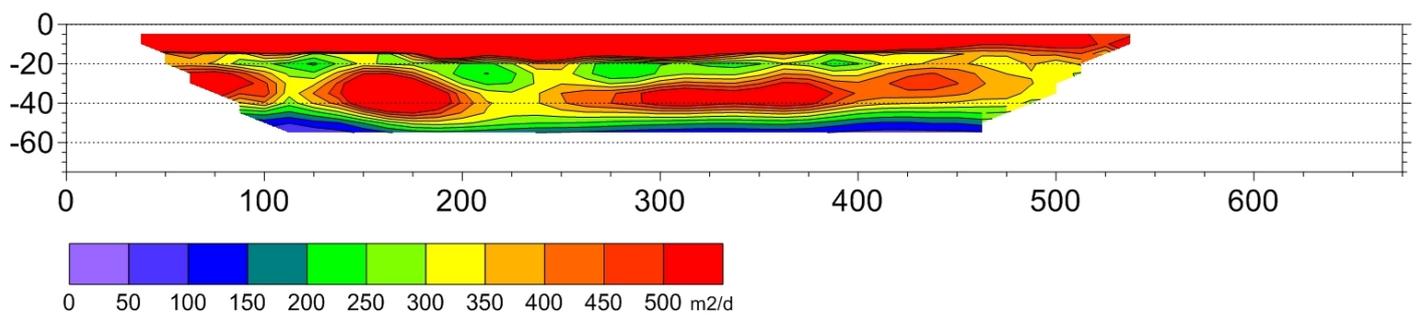


ZORZAL

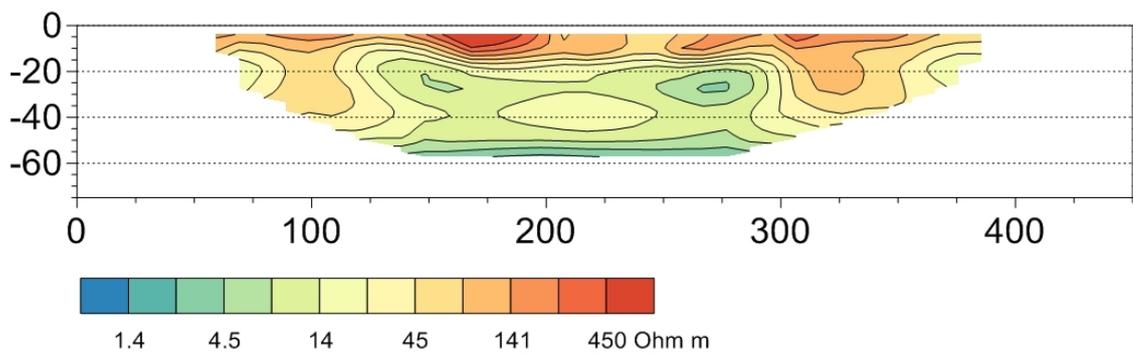


RMS=5.6%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

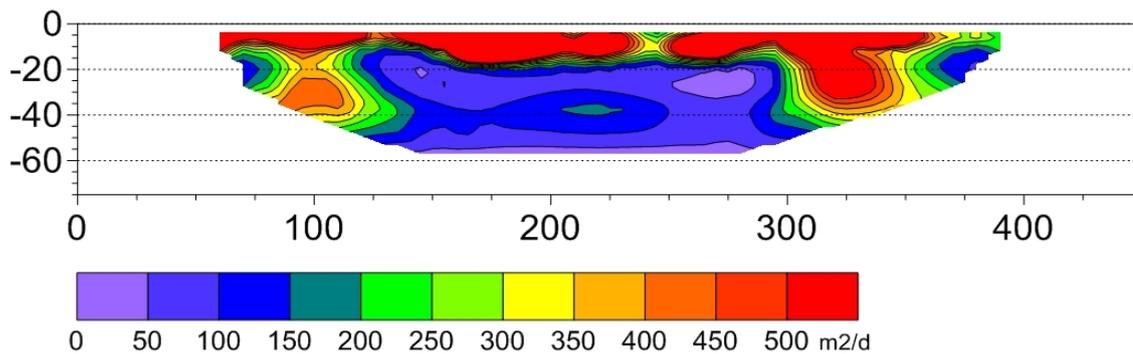


PARAISO

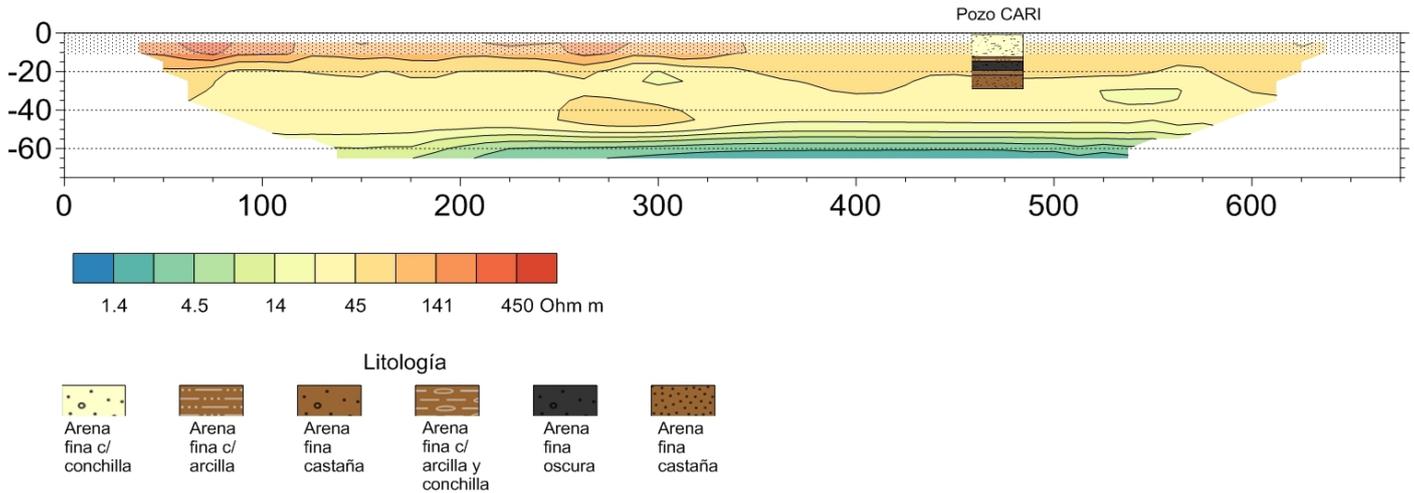


RMS=4.8%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

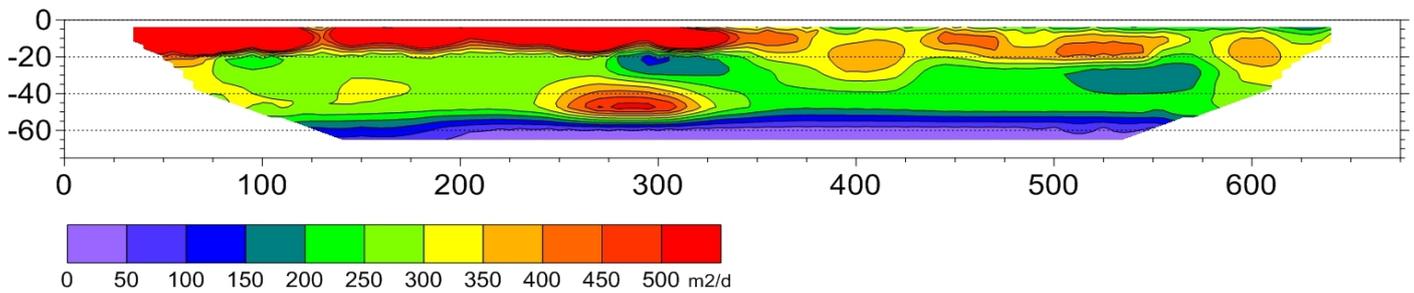


ESPINILLO (POZO CARI)

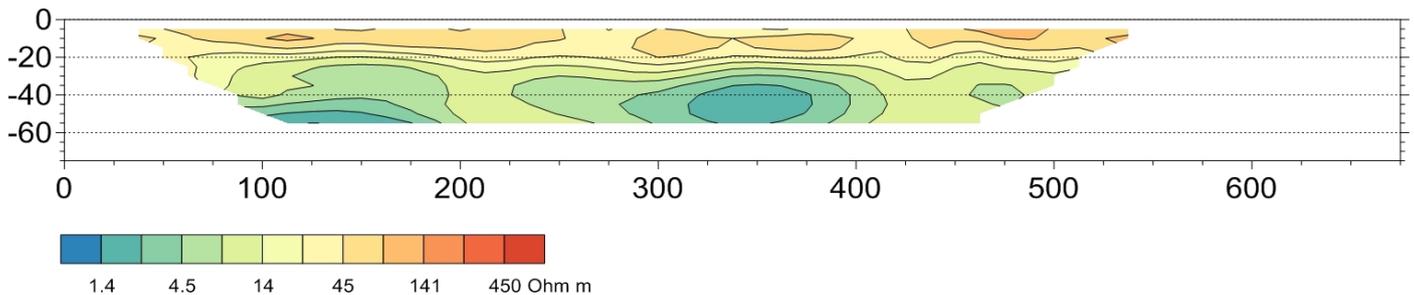


RMS=8.1%

Sección 2D de transmisividad hidráulica

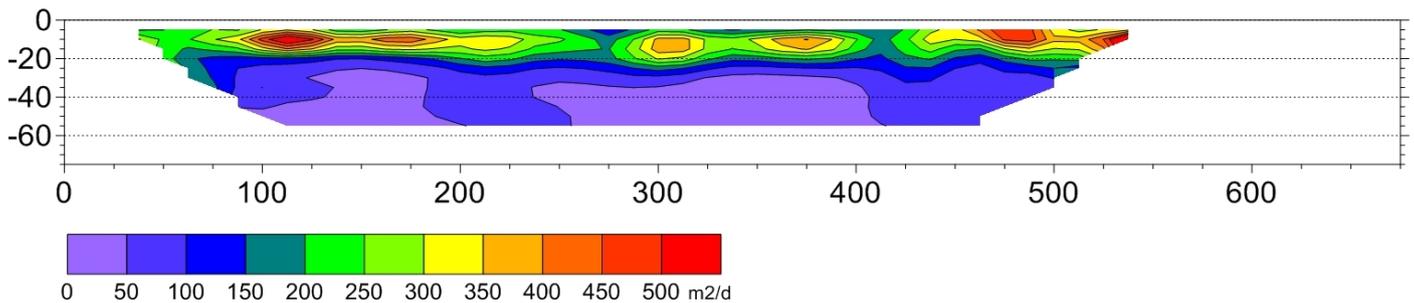


CARPINTERO



RMS=5.1%

Sección 2D de transmisividad hidráulica



CARILÓ COSTERA Y RUTA (C-COSTERA, C-RUTA)

