



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS ATRONÓMICAS Y GEOFÍSICAS

## **TESIS DE GRADO EN GEOFÍSICA**

### **Identificación de la interface agua dulce-salada del acuífero costero en Villa Gesell mediante sondeos eléctricos verticales**

Autora: María Florencia Toledo

Director: Dr. Santiago Perdomo

Codirector: Dr. Jerónimo E. Ainchil

La Plata, 2022.

# ÍNDICE DE CONTENIDOS

I	INTRODUCCIÓN .....	4
II	OBJETIVOS .....	6
III	ZONA DE ESTUDIO .....	7
III.1.	UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	7
III.2.	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E HIDROGEOLÓGICAS .....	8
IV	ANTECEDENTES .....	12
V	MARCO TEÓRICO .....	22
V.1.	HIDROGEOLOGÍA .....	22
V.1.1.	Introducción .....	22
V.1.2.	Conceptos fundamentales .....	22
V.1.3.	Definiciones .....	24
V.1.4.	Tipos de acuíferos .....	26
V.1.5.	Distribución vertical de agua en el suelo .....	27
V.1.6.	Cono de bombeo .....	28
V.2.	GEOELÉCTRICA .....	29
V.2.1.	Introducción .....	29
V.2.2.	Resistividad .....	29
V.2.3.	Prospección eléctrica por corriente continua .....	32
V.2.4.	Dispositivo Schlumberger .....	36
V.2.5.	Sondeo Eléctrico Vertical .....	37
i.	Conceptos generales .....	37
ii.	Profundidad de exploración .....	40
iii.	Solución del problema directo para medios estratificados .....	41
iv.	La integral de Stefanescu .....	42
v.	Filtrado lineal digital .....	43
vi.	Solución del problema inverso .....	44
vii.	Ambigüedad del problema inverso .....	45
viii.	Algoritmo de Zohdy (1989) .....	46
ix.	Parámetros de Dar Zarrouk .....	48
x.	Ventajas e inconvenientes del SEV .....	50
VI	PLANIFICACIÓN Y ADQUISICIÓN DE DATOS .....	52
VI.1.	DIAGRAMA DE TRABAJO .....	52
VI.2.	INSTRUMENTAL .....	54

VI.3.	ADQUISICIÓN DE DATOS .....	55
VII	PROCESAMIENTO .....	56
VII.1.	SOFTWARE SEV's .....	56
VIII	RESULTADOS E INTERPRETACIÓN .....	57
VIII.1.	CURVAS OBSERVADAS Y OBTENIDAS .....	57
VIII.2.	PERFILES RESULTANTES E INTERPRETACIÓN FINAL .....	73
VIII.2.1.	Perfiles .....	73
VIII.2.2.	Interpretación .....	79
IX	CONCLUSIONES .....	90
X	ANEXOS .....	92
X.1.	ANEXO 1: POZOS .....	92
XI	AGRADECIMIENTOS .....	96
XII	BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA .....	97

# I INTRODUCCIÓN

La Prospección Geofísica es un conjunto de técnicas físicas y matemáticas aplicadas a la exploración del subsuelo, para la búsqueda y estudios de yacimientos de sustancias útiles como, por ejemplo, el petróleo, aguas subterráneas, entre otros. Esto se lleva a cabo por medio de observaciones efectuadas en la superficie terrestre. Dentro de la diversidad de técnicas prospectivas, los métodos eléctricos de prospección, también denominado geoelectrónica, estudian, la distribución en profundidad de alguna magnitud electromagnética.

El Partido de Villa Gesell, ubicado en la provincia de Buenos Aires, incluye la localidad homónima y cabecera del Partido al noreste, y las localidades de Mar de las Pampas y Mar Azul, hacia el sudoeste. Se caracteriza por ser una localidad balnearia que presenta distintos niveles productivos incluyendo en ellos el de la capa freática, todos pertenecientes a la sección Epiparaniana. En la zona de estudio presenta agua de bajo contenido salino. Esto es así por ser una zona cuya alta porosidad permite una rápida infiltración de aguas meteóricas, como es el caso de los cordones conchiles y medanosos, que revisten especial importancia por ser reservorios estratégicos, normalmente aislados en áreas de alta salinidad y que reclaman un manejo delicado por el peligro de contaminación, tanto bacteriológica como química (CFI, 1990).

En los centros urbanos se explotan los niveles inferiores del Epiparaniano estando el servicio en Villa Gesell a cargo de Dirección de Obras Sanitarias de la Provincia de Buenos Aires. El acuífero es un conjunto sedimentario integrado por limos y loess con intercalaciones arenosas y arcillas y un elevado porcentaje de conchillas a lo largo del mismo. (Hurtado, 1987)

La recarga de agua subterránea es de índole local y directa a partir de las precipitaciones, debido a la alta permeabilidad del sustrato arenoso. Se

puede observar que el agua subterránea contenida en las cadenas de dunas es de baja salinidad y presenta una relación interfacial con el agua salada proveniente del mar hacia el este y otra hacia el oeste, también con agua salobre de origen continental.

Inmediatamente debajo de la sección Epiparaneana se encuentra la sección Paraniana, compuesta de sedimentos marinos, predominantemente arcillosos, y en general, portadora de aguas de mala calidad, con valores altos de salinidad (CFI, 1990).

Los límites del acuífero costero se presentan entonces como un contraste de las propiedades eléctricas, ya sea por tratarse de un cambio litológico hacia materiales más finos o semipermeables, o por la denominada "interface agua dulce-salada" dentro del mismo medio permeable. En ambos casos, y desde el punto de vista eléctrico, los límites se manifiestan como un sustrato conductivo del que se analizan variaciones en profundidad a lo ancho de la faja costera de interés.

En los últimos años se observó la presencia de agua salada en pozos que anteriormente servían de abastecedores de agua, por lo que se supone un avance de la superficie interfacial de agua dulce y salada hacia el continente.

Las localidades balnearias de este partido dependen exclusivamente del acuífero costero para el abastecimiento de la población que aumenta su consumo significativamente durante la época estival debido a la creciente actividad turística. Esta demanda se suma como un factor de presión adicional sobre el recurso hídrico. Por estas razones, se reconoce la necesidad de contar con estudios detallados del sistema acuífero en la región para contribuir a un aprovechamiento sustentable de las reservas de agua dulce.

## **II OBJETIVOS**

Las condiciones hidrogeológicas en el partido de Villa Gesell han sido el objeto de estudio de diversos investigadores, ya que constituyen uno de los sitios donde existe la necesidad de abastecimiento hídrico para consumo doméstico y comercial, sin embargo, el último estudio fue realizado en el año 1988 y es necesaria una actualización sobre las condiciones actuales del acuífero.

El objetivo propuesto en este trabajo es analizar a través sondeos eléctricos verticales las características del acuífero costero en Villa Gesell, e identificar la interface agua dulce y agua salada para contribuir a un mayor entendimiento del comportamiento hidrogeológico del recurso hídrico en la región.

# III ZONA DE ESTUDIO

## III.1. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca las localidades de Villa Gesell y Mar de las Pampas en la provincia de Buenos Aires. Es una faja costera de 12 kilómetros de largo por 3.5 kilómetros de ancho aproximadamente (Figura 1). Cuyos vértices en orden horario desde el Sur tienen coordenadas:

	Latitud	Longitud
1	37° 20' 18" S	57° 1' 21" O
2	37° 19' 33" S	57° 3' 25" O
3	37° 13' 41" S	56° 59' 5" O
4	37° 14' 18" S	56° 56' 51" O

Tabla 1. Coordenadas de los vértices del área de estudio.



Figura 1. Ubicación del área de estudio

## III.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS E HIDROGEOLÓGICAS

El área de estudio está ubicada en el borde oriental de la Pampa Húmeda, dentro de la subregión conocida como Pampa Deprimida (CFI, 1990). Geomorfológicamente es una planicie costera, caracterizada por su relieve extremadamente llano y bajo.

En superficie, el cordón de dunas o médanos litorales, es la unidad geomorfológica más importante además de la línea de ribera (Hurtado, 1987).

El cordón arenoso de origen eólico litoral está constituido casi en su totalidad por dunas vivas, de arenas amarillentas de edad reciente (Ferreiro, 1986). La línea de la ribera está conformada por una angosta playa de no más de 100 metros de desarrollo al este del cordón medanoso.

En profundidad, el subsuelo de la región se integra por sedimentos producto de ingresiones marinas de edad pliocena y pleistocena. Estos acontecimientos han afectado no solo el subsuelo de la franja medanosa, sino que también se extienden hacia el interior del continente (Hurtado, 1987).

Desde el punto de vista hidroestratigráfico, se pueden distinguir cuatro secciones según su profundidad y características en la zona de estudio:

- Basamento impermeable: Incluye cristalino y sedimentarias (acuífugas), su techo se halla a una profundidad de entre 1500 y 2500 metros debajo del nivel del mar.
- Hipoparaniano: Por encima del basamento impermeable, constituido por sedimentos acuitardos con tendencia a acuicludos y acuíferos, con techo a una profundidad mínima de 246 metros aproximadamente. Es poca la información de las aguas subterráneas alojadas en esta sección, dada la profundidad de la misma. En general se la puede suponer como portadora de aguas de alta salinidad.

- Paraniano: Sobre el techo del Hipoparaniano, compuesta por arcillas verdes, azuladas o grisáceas con intercalaciones de arenas de colores semejantes, su origen marino es atestiguado por la abundante presencia de fósiles, presenta aguas altamente salinizadas. Su techo se encuentra a una profundidad entre 125 y 150 metros aproximadamente.
- Epiparaneano: Yace sobre el techo del Paraniano hasta la superficie. Puede considerarse, desde el punto de vista hidrogeológico, como un conjunto sedimentario integrado por limos y loess con intercalaciones arenosas, arcillosas y de tosca, es decir sedimentos acuíferos medianamente permeables a acuitardos. Presenta distintos niveles productivos incluyendo en ellos el de la capa freática, con aguas de baja salinidad y buena calidad.

Las edades de las rocas y sedimentos que componen cada sección se muestran en la tabla 2.

<b>Período</b>	<b>Hidrogeología</b>
Cuaternario-Plioceno	EIPARANEANO
Plioceno inferior	
Mioceno Verde	PARANIANO
Rojo	
Terciario Inferior	HIOPARANIANO
Cretácico Superior	
Paleozoico superior a inferior	BASAMENTO IMPERMEABLE
Basamento Cristalino	

*Tabla 2. Edades de las secciones hidroestratigráficas. Fuente: CFI, 1990.*

En los niveles profundos de la sección Epiparaneana, superpuestos directamente al techo de la sección Paraniiana, existirían arenas que

podrían homologarse hidrogeológicamente por su ubicación en el espacio a las Arenas Puelches. Además, puede suponerse de acuerdo a las características hidrogeológicas reinantes, un comportamiento de los niveles piezométricos similar al de la capa freática (CFI, 1990).

En el sector costero se evidencia la influencia de las intrusiones marinas post-paranianas, reflejadas en la presencia de arenas con intercalaciones arcillosas, cordones conchiles y médanos. Los perfiles más característicos corresponden justamente a las perforaciones de San Clemente del Tuyú, Mar de Ajó y General Madariaga, que muestran directamente sobrepuesta al techo del Paraniano una sucesión de sedimentos acuíferos a acuitardos.

Dada su posición en el espacio y las características hidrolíticas de los sedimentos que la componen, está sometida a un régimen no permanente, cuyas variaciones dependen de los cambios climáticos y de los caudales aportados o extraídos por los ríos influentes o efluentes que la surcan.

La recarga de agua subterránea es alóctona y autóctona por insumisión directa a partir de las precipitaciones, debido a la alta permeabilidad de los cuerpos medanosos y conchiles (CFI, 1990). Por lo tanto, el agua subterránea contenida en las cadenas de dunas es de baja salinidad y presenta una relación interfacial con el agua salada proveniente del mar hacia el este y otra hacia el oeste conjuntamente con agua salobre de origen continental.

En esta zona el sistema acuífero se aloja en el cordón arenoso, el cual se originó durante el Holoceno como resultado de la acción conjunta de procesos costeros como también de procesos eólicos vinculados a la generación y migración de dunas costeras. Por otra parte, el carácter anisotrópico local permite la existencia de horizontes acuíferos semiconfinados locales.

La totalidad del abastecimiento de la zona proviene de fuentes subterráneas. Haciendo una división entre la explotación realizada en el

área rural y centros urbanos, se tiene que la primera se abastece de los niveles superiores de Epiparaneano, en especial de la capa freática, y los segundos explotan los niveles inferiores del Epiparaniano estando el servicio en Villa Gesell a cargo de Dirección de Obras Sanitarias de la Provincia de Buenos Aires.

## IV ANTECEDENTES

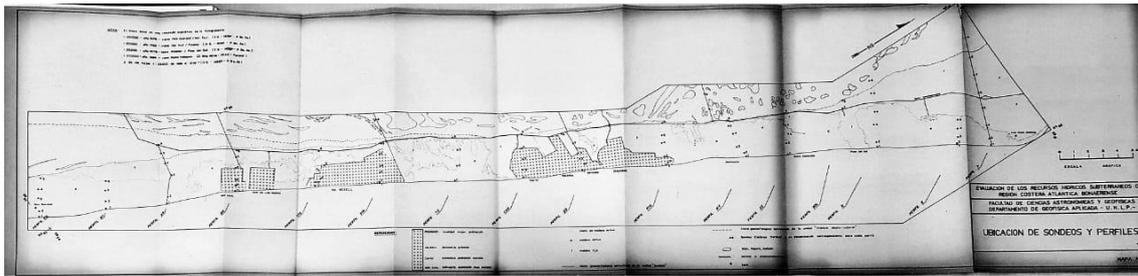
Los trabajos previos realizados con fines hidrogeológicos de la zona de estudio se listan a continuación y fueron realizados atendiendo la necesidad de mejorar el abastecimiento que demanda una población en crecimiento. Entre ellos tenemos tres estudios geoelectricos y una serie de informes técnicos y memorias de pozos en los que se determinó la litología:

① “Estudio geoelectrico del acuífero costero comprendido entre faro Punta Médanos y faro Querandí”, Convenio CFI – UNLP, 1988:

Autores: Geof. Giusso M., Geof. Ainchil J., Lic. Tavella J., Geof. Macris N.

Estudio realizado por el Departamento de Geofísica Aplicada de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas en virtud del Anexo N° 5 al Convenio de Cooperación firmado entre el Consejo Federal de Inversiones y la Universidad Nacional de La Plata.

Se midieron 91 sondeos eléctricos verticales Schlumberger distribuidos en 16 perfiles perpendiculares a la costa comprendida entre los municipios de Villa Gesell, Pinamar, sur del municipio de La Costa, y los bordes orientales de Gral. Madariaga y Gral. Lavalle. La zona de estudio es una faja costera de 75 km de largo por unos 4 km de ancho (Figura 2).



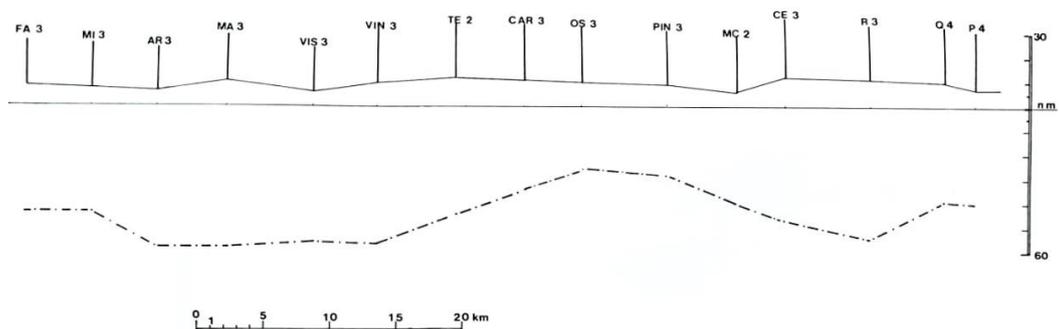
*Figura 2. Ubicación de los SEV. Fuente: Convenio CFI-UNLP, 1988.*

La interpretación y el correspondiente ajuste se realizaron con un programa iterativo de convolución con un filtro de 29 coeficientes (Diaz, 1981).

El objetivo principal del trabajo fue la determinación de la geometría del acuífero que alojaba aguas de bajo contenido en sales. Los límites del acuífero se presentan como un contraste de las propiedades eléctricas, ya sea por tratarse de un cambio litológico hacia materiales más finos o semipermeables, o por la denominada "interfase agua dulce-agua salada" dentro de un mismo medio permeable. En ambos casos, y desde el punto de vista eléctrico, los límites se manifiestan como un sustrato conductor del que se analizaron variaciones de profundidad a lo ancho de la faja costera considerada.

Otro aspecto interesante fue la demostración de la existencia de una capa de baja resistividad, en ocasiones correlacionada con un estrato arcilloso observado en descripciones litológicas hechas en estudios consultados por los autores.

En el perfil de la figura 3, la línea punteada marca la profundidad del sustrato conductor en toda la región considerada para la traza de SEV.



EVALUACION DE LOS RECURSOS HIDRICOS SUBTERRANEOS DE LA REGION COSTERA ATLANTICA BONAERENSE. REG. II	
FACULTAD DE CIENCIAS ASTRONOMICAS Y GEOFISICAS DEPARTAMENTO DE GEOFISICA APLICADA - U. N. L. P.	
<i>ESTUDIO GEOELECTRICO</i>	
<i>PERFIL LONGITUDINAL</i>	FIGURA 18

Figura 3. Perfil longitudinal. Fuente: Convenio CFI-UNLP, 1988.

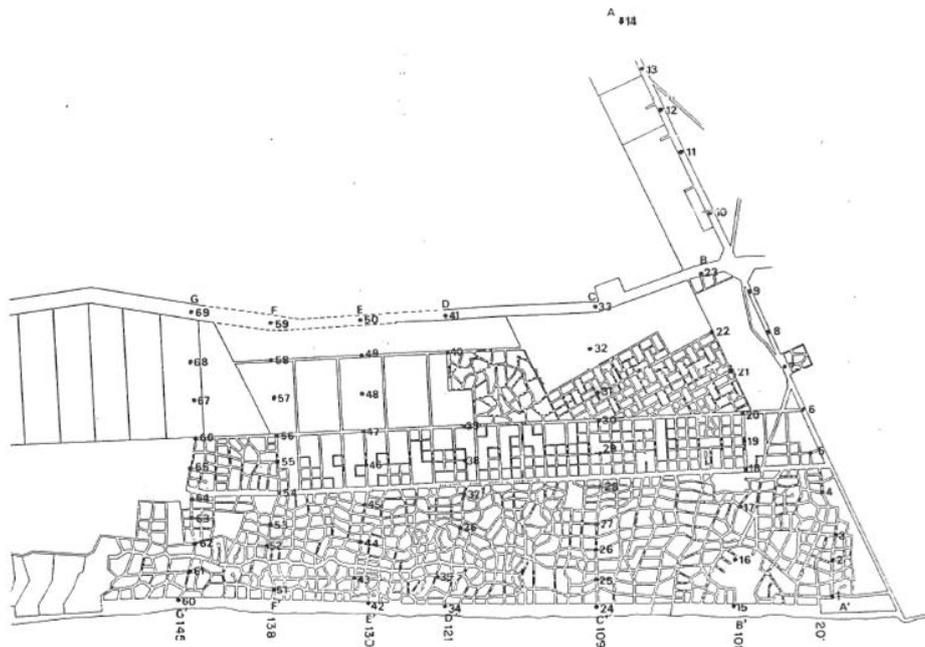
Se observó en cada perfil que la cota media a la que se encuentra el límite inferior del acuífero es casi constante en el desarrollo lateral de la unidad geomorfológica "Médano", acuñándose rápidamente hacia el mar sobre la unidad "Playa". Concluye que probablemente sólo bajo esta última pueda hablarse de una interfase agua dulce-agua salada dentro de un mismo paquete de sedimentos de permeabilidad casi homogénea. Debido a que la forma plana del límite inferior del acuífero sugiere más un control litológico que un equilibrio hidrostático dentro de un mismo medio.

② "Prospección hidrogeológica por métodos geoelectricos en el acuífero costero de Villa Gesell. Aplicación del programa Cortes", Convenio INCYTH – Municipio de Villa Gesell, 1987:

Autores: Lic. Hurtado H., Tec. Meleguer E., Lic. Werner N. A.

El trabajo corresponde a una de las actividades previstas en el Convenio I.N.C.yT.H.-Municipio de Villa Gesell para el "Estudio hidrogeológico integral del acuífero en el área del Municipio de Villa Gesell", suscripto en el mes de junio de 1985.

Se midieron 69 sondeos eléctricos verticales Schlumberger distribuidos en 7 perfiles perpendiculares a la costa dentro del sector urbanos de Villa Gesell (Figura 4).



*Figura 4. Ubicación de los SEV. Fuente: Convenio INCYTH – Municipio de Villa Gesell, 1987.*

Se realizó la interpretación de los sondeos utilizando el método de superposición de Ebert que se basa en la comparación de las curvas de campo con un catálogo de curvas patrones, para casos teóricos de tres capas. Posteriormente se procedió a controlar la interpretación por procesos de computación, mediante el programa COMCAS.

El objetivo fue efectuar la caracterización hidrogeológica del sistema acuífero en el sector correspondiente al ejido urbano y estimar las disponibilidades a fin de asegurar la provisión de agua en el corto y mediano plazo.

De la interpretación de los 69 SEV y de su correlación en los perfiles geoelectricos realizados, se observaron cuatro zonas de resistividad bastante uniforme: una capa superficial con un rango de resistividad de 200 a 2000 ohm.m, una capa resistiva superior con un rango de 50 a 200 ohm.m (definida como la capa que contiene el acuífero libre), la zona de interés hidrogeológico con un espesor promedio de aproximadamente 70 metros y rango de 20 a 50 ohm.m (definida como la que contiene el acuífero semiconfinado), y la capa conductiva, con resistividad menor a 20 ohm.m.

Para la interpretación hidrogeológica, los autores contaron con la información aportada por los perfiles litológicos y perfilajes de perforaciones anteriores.

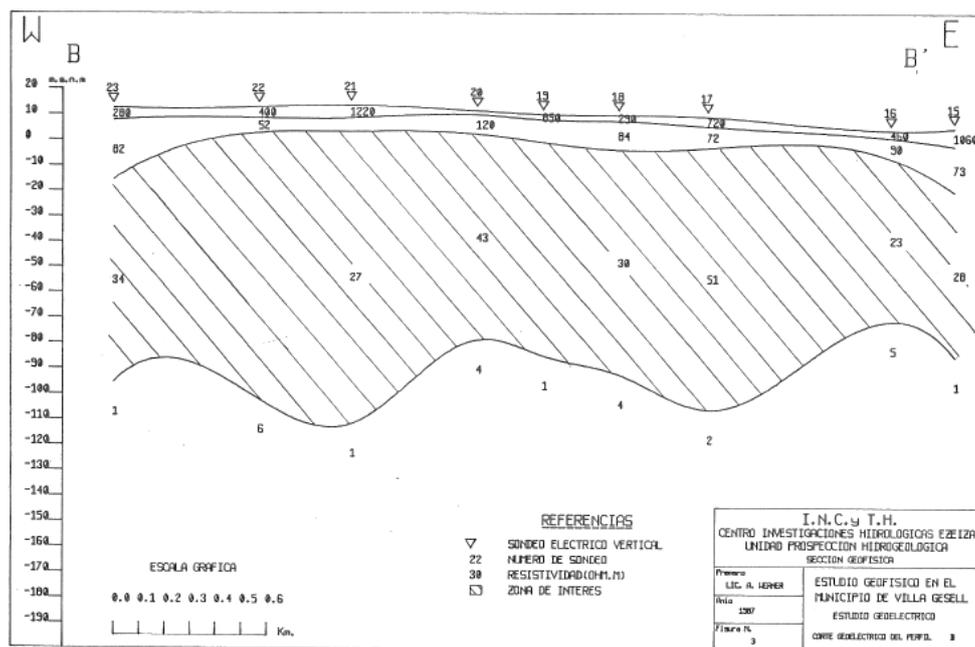


Figura 5. Perfil BB'. Fuente: Convenio INCYTH – Municipio de Villa Gesell, 1987.

A modo de ejemplo se muestra uno de los perfiles obtenidos en el trabajo, el perfil BB' (Figura 5). La capa conductiva con valores de resistividad sumamente bajos señala la base de la zona de interés, límite agua dulce-

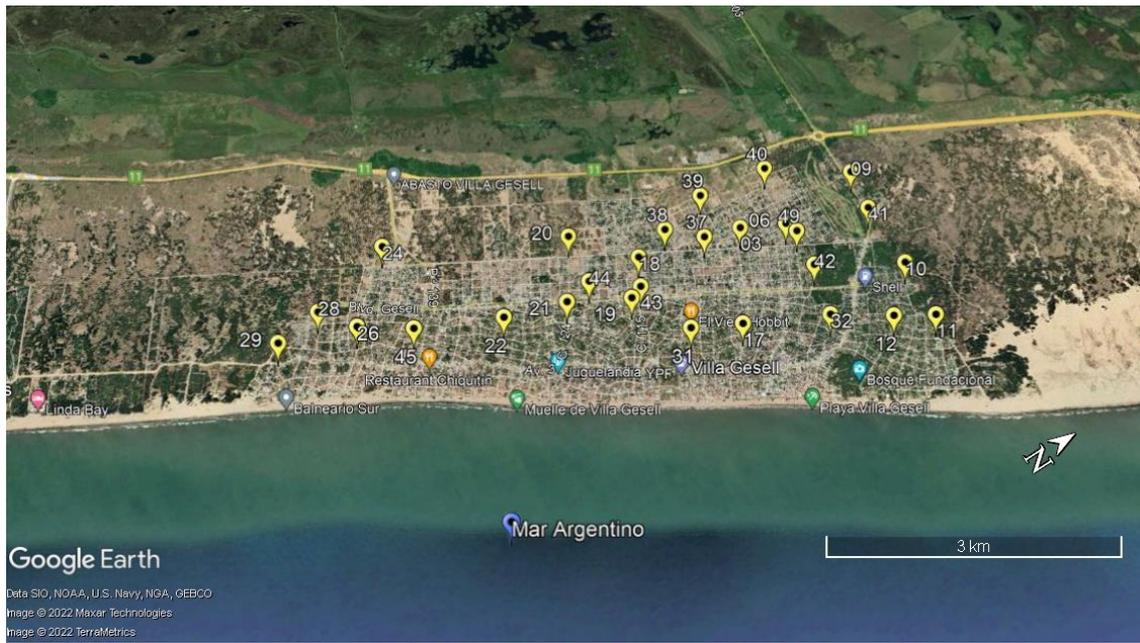
agua salada (interfase). Esta capa se presenta invariablemente en todos los SEV.

③ Pozos de obras sanitarias de la Municipalidad de Villa Gesell (1989-1993) y Pozos del Convenio INCYTH-Villa Gesell (1995-1996):

Se realizaron 49 pozos exploratorios en la localidad de Villa Gesell cada uno con perfil hidrogeológico y perfil eléctrico. La ubicación de los pozos se muestra en la figura 6.

En la sección más somera de todos los pozos se observó un manto de arena de 8 a 15 metros de espesor seguido de una sucesión de arenas de distintas granulometrías con intercalaciones de arcillas y conchillas, las cuales presentaban una gran variabilidad lateral de un pozo a otro (Anexo 1, Figuras 53, 54, 55, 56 y 57). Además, algunos mostraron valores de resistividad aparente medidas dentro del pozo.

En promedio, las profundidades alcanzadas por los pozos fueron de 40 a 50 metros desde la superficie. El único pozo que supera dicha profundidad es el pozo número 37 (Anexo 1, Figura 57), llegando a los 120 metros desde la superficie. El mismo evidenció la presencia de sedimentos arenosos de diferentes granulometrías hasta los niveles más profundos.



*Figura 6. Ubicación de pozos exploratorios en Villa Gesell*

④ Pozos DiPAC, 2017:

Se realizaron 16 pozos exploratorios en la localidad de Mar Azul y 16 en la localidad de Mar de las Pampas con su respectivo informe hidrogeológico. La ubicación de los pozos se muestra en la figura 7. Los pozos llegaron a la profundidad de 40 metros en promedio desde la superficie. Algunos de los informes se muestran en el Anexo 1, en las figuras 52 y 58.

En la sección más somera de los pozos se observó un manto de arena con intercalaciones de conchilla, de 12 metros de espesor. Por debajo, una secuencia sedimentaria con una gran variabilidad litológica de un pozo a otro para las mismas profundidades. Constituida por capas arcillas y arenas con intercalaciones conchiles de distintas granulometrías.

El informe incluyó las profundidades y espesores de las capas acuíferas observadas en el pozo, las cuales fueron interpretadas como un acuífero libre en la parte más somera del pozo (llegando a la misma profundidad que el manto de arena) y por debajo dos niveles acuíferos de unidades

semilibre y semiconfinada, los cuales varían espesor y profundidad pozo a pozo, y en algunos presentando un tercer nivel semilibre.



*Figura 7. Ubicación de pozos exploratorios en Mar Azul y Mar de las Pampas.*

⑤ “Aplicación de tomografías eléctricas en la configuración del acuífero costero en un sector oriental de la prov. de Buenos Aires”:

Autores: Dr. Santiago Perdomo, Dr. Leandro Rodríguez Capítulo, Eduardo Kruse, Dr. Jerónimo Ainchil.

El trabajo consistió en la realización de tomografías eléctricas aplicadas a la identificación y reconocimiento de las variaciones litológicas del sistema acuífero en el partido de Pinamar (Buenos Aires). Mediante el método eléctrico empleado es posible reconocer la distribución de resistividades en secciones 2D lo cual se asocia a variaciones granulométricas en los sedimentos y a la salinidad del agua subterránea. Se midieron e interpretaron 5 imágenes de resistividad eléctrica con un arreglo Wenner de 5 metros de separación electródica alcanzando una profundidad máxima de exploración de 15 metros. La ubicación de las tomografías se muestra en la figura 8.



*Figura 8. Ubicación de las tomografías eléctricas. T1, T2 y T3 se encuentran en Pinamar y T4 y T5 en Cariló.*

Los resultados de las tomografías indican que el paquete sedimentario presenta intercalaciones de baja permeabilidad sin continuidad areal y cuyos espesores tienen fuertes variaciones laterales. La configuración detectada permite definir un sistema de aguas subterráneas con niveles acuíferos interconectados desde el punto de vista hidráulico.

Además, se identificó el espesor de la zona no saturada y la distribución de agua dulce y salada en el sistema subterráneo. Por otro lado, las tomografías mostraron anomalías conductivas con las distintas profundidades y espesores en el acuífero somero, las cuales podrían indicar la presencia de lentes arcillosos dentro del paquete de arenas del cordón costero. Los modelos resultantes de la zona de Pinamar se encuentran en la figura 9.

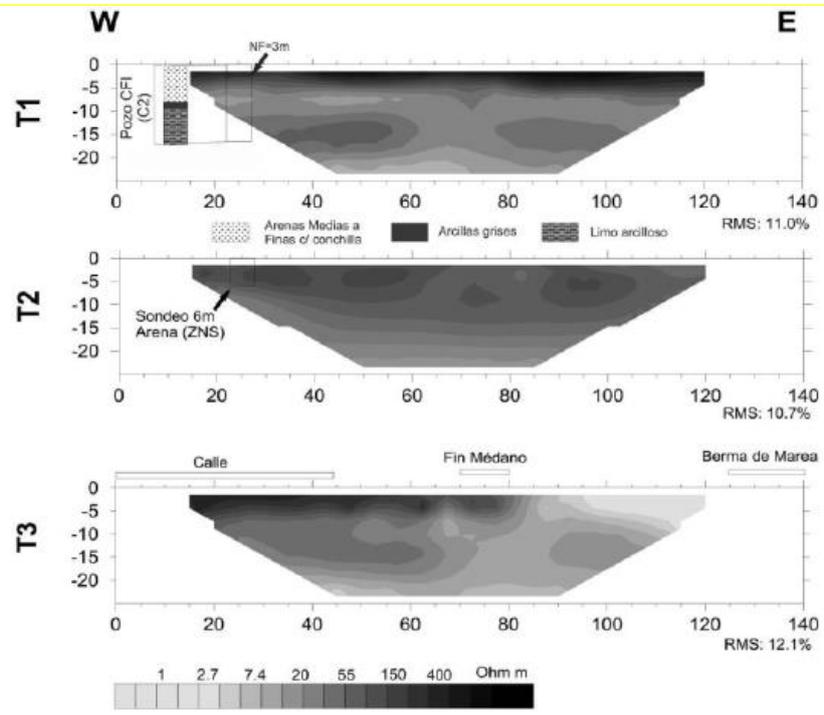


Figura 9. Modelos de resistividades propuestos para la zona de Pinamar. Las profundidades y las distancias están en metros.

# V MARCO TEÓRICO

## V.1. HIDROGEOLOGÍA

### V.1.1. Introducción

La hidrogeología o hidrología subterránea es la ciencia que estudia el origen, formación de las aguas subterráneas, características tanto físicas como químicas, las condiciones geológicas de la zona donde se encuentra, y su interacción con los suelos y las rocas.

Para abordar estas cuestiones se evalúan distintos parámetros, como la porosidad, permeabilidad de las rocas, entre otros, los cuales se detallarán a lo largo de este capítulo.

### V.1.2. Conceptos fundamentales

Un *acuífero* es un estrato o formación geológica porosa y permeable de dimensiones muy variables, capaz de almacenar en sus poros fluido permitiendo la circulación del agua subterránea bajo la acción de las fuerzas gravitatorias, la cual podría ser captada para su aprovechamiento económico. Las formaciones geológicas totalmente impermeables no existen, ya que podrían tener las mismas algún nivel de alteración que permita una pequeña circulación de aguas subterráneas.

El aprovechamiento del agua es relativo a las necesidades, ya que dependerá de la cantidad de agua que se requiere obtener con el fin que se le dé a ésta, sea riego, industria, abastecer de agua a los habitantes de una ciudad, pueblo, etc. Por lo tanto, un mismo acuífero podría ser o no aprovechable según sea la situación, la cual podría cambiar o no en el futuro, por ejemplo, durante el verano en las ciudades costeras la población aumenta drásticamente junto con el requerimiento de agua.

Por otro lado, un aspecto interesante es que, si no se tiene una transmisibilidad relativamente alta, el acuífero no funciona como único, sino que pareciera funcionar de manera independiente y por zonas, las cuales se determinan por los puntos de extracción y áreas próximas. Esto se da porque el bombeo de agua en pozos hacia la superficie no alcanza áreas alejadas a la de bombeo por la baja transmisibilidad, pudiendo disminuir el volumen de agua almacenada de cierto entorno al área de bombeo sin afectar zonas alejadas de estos lugares.

Un *acuicludo*, es aquella formación geológica porosa no permeable que contiene agua en su interior, pero no permite la circulación, y por lo tanto no es aprovechable. Por lo general son arcillas.

Un concepto intermedio es el de *acuitardo*, que es una formación geológica porosa poco permeable, la cual puede almacenar grandes cantidades de agua, pero que circulan muy lentamente, por lo tanto, no son aprovechables, aunque si podría permitir una recarga vertical de otros acuíferos. Luego, a diferencia de los casos anteriores, un *acuífugo* es aquella formación geológica que no contiene agua ni la transmite.

Haciendo referencia a Tood (1959), los acuíferos se presentan con mayor frecuencia en depósitos no consolidados de materiales sueltos, tales como arenas, gravas, mezclas de ambos, etc. Tal es el caso del Partido de Villa Gesell, el cual presenta en su subsuelo depósitos sedimentarios ocasionados por la acumulación de partículas transportadas por el viento (dunas) y el mar: arenas, gravas y conchillas, con intercalaciones de arcillas, y lutitas, las cuales reducen la porosidad y permeabilidad, pero no a tal grado de hacer que el acuífero no sea aprovechable.

En general, este tipo de acuíferos, pueden brindar grandes cantidades de agua si se explotan convenientemente gracias a su buena porosidad, permeabilidad, poca profundidad de su nivel piezométrico y por supuesto, siempre que tenga buenas condiciones de recarga.

Por otro lado, de no poder hacerse una interpretación en base a los esquemas hidrogeológicos clásicos de sucesión acuíferos (acuífero

freático, semiconfinado, etc) se introduce otro término, denominado hidrofacies. El término hidrofacies se utiliza para denominar a una unidad sedimentológica homogénea o una unidad hidrogeológica homogénea pero no precisamente isotrópica (Anderson y Woessner, 1992). Es una o el conjunto de varias litofacies con idénticas propiedades hidráulicas (Medina, 2016). Otro autor lo define como una unidad sedimentaria homogénea que, formada bajo condiciones particulares, conduce a un comportamiento hidrogeológico particular (Anderson, 1989).

### **V.1.3. Definiciones**

➤ Porosidad:

Un medio poroso está formado por un agregado de granos entre los cuales existen espacios vacíos llamados poros, los cuales pueden ser ocupados por un fluido o un gas.

La porosidad está influida por la forma, disposición y tamaño de los granos, la geometría de los granos es la que determina las dimensiones y forma que tienen los poros. Además, un medio poroso puede o no estar consolidado, según exista o no un cemento o algún tipo de cohesión entre los granos.

Para hablar de porosidad de un material, como puede ser una formación geológica, se tiene que considerar un cierto volumen de la misma (volumen total  $V_T$ ), en donde se podrá distinguir el volumen de la parte sólida ( $V_S$ ) y el de los poros ( $V_P$ ). Por lo que la porosidad resulta:

$$m = \frac{V_P}{V_S} \quad (1)$$

Los poros pueden o no estar saturados de fluido. Si lo están, el volumen saturado  $V_A$ , es igual al volumen de los poros  $V_P$ , pero si no lo está,

entonces  $V_A < V_P$ , donde  $V_A$  es el volumen de agua, por lo que se define el grado de saturación como:

$$S = \frac{V_A}{V_P} \quad (2)$$

aquí, si  $S = 1$ , el terreno está saturado, si  $S = 0$ , el terreno está seco.

➤ Permeabilidad:

La permeabilidad está determinada por dos tipos de factores: intrínsecos y extrínsecos. Los intrínsecos son los propios del acuífero y dependen del tamaño de sus poros, los cuales serán mayores a mayor tamaño de partículas que componen la roca, por lo cual, una formación geológica muy porosa puede ser muy permeable si sus poros son grandes y están bien interconectados; por otro lado, puede ser casi impermeable si sus poros son muy pequeños, como es el caso de la arcilla.

Los factores extrínsecos son los que dependen del fluido, principalmente su viscosidad y peso específico. La viscosidad es la propiedad de los fluidos que caracteriza su resistencia a fluir, debida al rozamiento entre sus moléculas. Tanto la viscosidad como el peso específico dependen de la temperatura, la cual en nuestro caso de estudio no es indispensable tener en cuenta, pero si en algunos casos más extremos.

➤ Infiltración:

Cuando se habla de infiltración se refiere al volumen de agua proveniente de las precipitaciones u otras fuentes como ríos, que en un determinado tiempo atraviesa la superficie del terreno rellenando total o parcialmente los poros de las formaciones geológicas de niveles inferiores. Aquella porción que no penetra en el suelo da origen a la escorrentía superficial.

No toda el agua infiltrada llegará a la zona saturada considerada como agua subterránea, sino que una parte quedará en una zona superior, donde, mediante la evapotranspiración, el agua volverá a la atmósfera.

En este contexto se puede definir como infiltración eficaz o recarga natural del acuífero a aquella porción de agua que llega a la zona saturada.

#### **V.1.4. Tipos de acuíferos**

Los acuíferos se clasifican de acuerdo a su disposición espacial en relación con la superficie y los límites del agua que contiene. Cada uno tiene una importancia distinta de acuerdo a la capacidad y facilidad de extracción del agua subterránea contenida en ellos.

Se denominan *acuíferos libres no confinados o freáticos* a los que tienen una superficie libre en contacto directo con el aire, razón por la cual esta superficie estará a presión atmosférica, entonces, al hacer un pozo que atraviese esta superficie, el nivel de agua interno al pozo será la real, llamada superficie freática.

No sucederá lo mismo en el caso de *acuíferos cautivos, confinados o a presión*, los cuales, como dice su nombre, están limitados por superficies impermeables a cierta profundidad (estratos impermeables, fallas, intrusiones, etc.), por lo cual el agua contenida está sometida a determinada presión, que será superior a la atmosférica, y ocupa todos los poros disponibles, saturándola. Al hacer un pozo atravesando la formación, se observará un nivel de agua superior al que originalmente se encontraba, conocido como nivel piezométrico. Dependiendo de la posición relativa de este nivel respecto a la topografía, diremos que el pozo es surgente, si está por encima, y artesianos o a presión, si está por debajo.

Por último, tenemos los *acuíferos semiconfinados o semicautivos*, son aquellos que se asemejan a los confinados, pero con la particularidad de que su límite superior no es totalmente impermeable sino un acuitardo, el cual alimenta el acuífero principal a partir de un acuífero o masa de agua que esté por encima o por debajo del mismo, según sea el caso.

En la figura 10 se puede observar el caso de un acuífero libre y uno confinado:

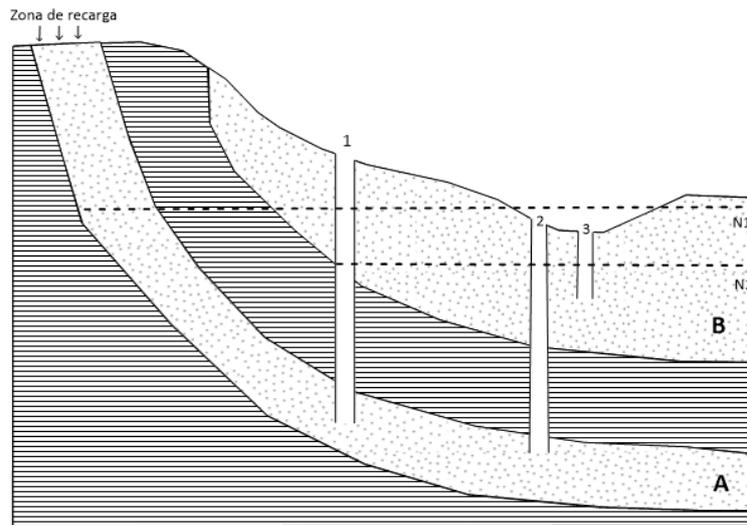


Figura 10. Modificado de "Hidrología subterránea. Tomo 1", E. Custodio, M. R. Llamas, 1983. A) Acuífero confinado, B) Acuífero libre o freático, N1) Nivel piezométrico del acuífero cautivo, N2) Nivel piezométrico del acuífero libre, 1) Pozo en un acuífero cautivo no surgente, 2) Pozo en un acuífero cautivo surgente, 3) Pozo en un acuífero libre

### V.1.5. Distribución vertical de agua en el suelo

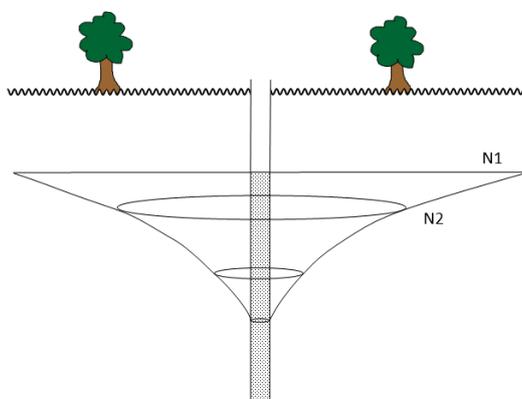
El suelo es la capa más superficial de la corteza terrestre. Éste deriva de la meteorización físico-química de las rocas que estuvieron en contacto con la superficie y de la actividad orgánica a través del tiempo.

Si se hiciera una foto en un perfil del suelo, se encontraría agua en todos los niveles, sin embargo, luego de cierto tiempo, el agua tiende a alcanzar el equilibrio, quedando distribuida en una serie de zonas de humedad, las cuales se pueden distinguir como, a) zona de saturación, limitada superiormente por la superficie freática, sometida a presión atmosférica; b) zona de aireación, situada entre la superficie freática y la superficie del terreno, en la que a su vez se distinguen tres subzonas, una subzona sometida a evapotranspiración, definida por la capilaridad de las raíces de la vegetación que descansa sobre él, por lo que tiene un espesor que dependerá de si hay o no vegetación, entre 8 cm o 25 cm y 3 o 4 metros;

una subzona intermedia; y una subzona capilar, que es la transición a la zona saturada; c) vapor de agua distribuido irregularmente por la zona no saturada.

#### V.1.6. Cono de bombeo

Si se considera un pozo que ha sido bombeado por un tiempo considerable, la superficie piezométrica adopta la forma de un cono invertido con su centro ubicado en el pozo, como se observa en la figura 11.



*Figura 11. Embudo de bombeo. Modificado de "Hidrología subterránea. Tomo 1", E. Custodio, M. R. Llamas, 1983.*

Este efecto es producido por el bombeo para que exista un flujo de agua hacia la zona de captación. Al ir disminuyendo el nivel del agua próximo al pozo se genera un gradiente hidráulico que, de ser suficientemente grande como para superar las fuerzas que se oponen, pone en movimiento el agua.

En el pozo, es necesario un gradiente importante para que, de acuerdo con la ley de Darcy, exista un flujo igual al caudal bombeado. Por cualquier cilindro concéntrico, debe pasar la misma cantidad de agua, y como la superficie de los mismos aumenta al ir aumentando el radio, es decir, al alejarnos del pozo, el gradiente requerido es cada vez menor, lo cual justifica la forma de embudo si el acuífero es homogéneo.

## **V.2. GEOELÉCTRICA**

### **V.2.1. Introducción**

Los medios materiales, ya sean las rocas, los minerales que las componen o los materiales que rellenan sus poros, tienen propiedades electromagnéticas que se expresan fundamentalmente mediante cuatro magnitudes físicas, la resistividad eléctrica  $\rho$ , su inversa, la conductividad  $\sigma$ , la constante dieléctrica  $\epsilon$  y la permeabilidad magnética  $\mu$ .

Se llama sondeo eléctrico a una serie de determinaciones de resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. (Orellana, 1982). Si el dispositivo es simétrico y durante la medición permanece fijo el azimut, se denomina sondeo eléctrico vertical.

Luego, al ser interpretada, se obtiene un modelo de la resistividad verdadera del subsuelo, conformado por capas de determinados espesores y resistividades, el cual ajustado con datos geológicos, representará una versión simplificada de la realidad.

### **V.2.2. Resistividad**

Se puede considerar a la resistividad como el producto de una resistencia eléctrica por una longitud. Según esto, la unidad de resistividad en el SI será el ohm por metro ( $\Omega\text{m}$ ).

La resistividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado; pero igualmente podría haberse considerado la facilidad de paso. Resulta así el concepto de conductividad, que expresado numéricamente será el inverso de la resistividad:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (3)$$

La unidad de conductividad en el Sistema Internacional es el siemens/metro.

La resistividad es una de las magnitudes físicas de mayor amplitud de variación, como lo prueba el hecho de que la resistividad del poliestireno supera a la del cobre en 23 órdenes de magnitud.

Debido a que las rocas están compuestas mayormente por minerales no conductores, ya que el cuarzo, los silicatos, la calcita, las sales, etc., lo son prácticamente, la responsable de que exista conducción de electricidad es la porosidad de las rocas y que estos poros estén parcial o totalmente ocupados por electrolitos. Por lo tanto, las rocas son conductores iónicos cuya resistividad varía en un rango muy amplio.

Una roca porosa saturada constituye un medio heterogéneo con inclusiones conductoras, y su resistividad disminuye notablemente si éstas están conectadas entre sí, por lo tanto, conviene utilizar un modelo representativo de la conducción, siendo el “conjunto de capilares” el más adecuado.

Entonces, considerando una muestra de roca electrolíticamente saturada, con un camino poroso interconectado y en la que se asumen que toda la conducción eléctrica ocurre por el camino electrolítico (Figura 12), se puede escribir:

$$R = \rho_r \frac{L}{S} = \rho_a \frac{L_e}{S_e} \quad (4)$$

donde  $\rho_r$ , L y S, son la resistividad, longitud y sección de la muestra respectivamente;  $\rho_a$  es la resistividad del electrolito y  $L_e$ ,  $S_e$ , la longitud y la sección del camino electrolítico equivalente.

Operando en la ecuación anterior llegamos a:

$$\therefore \rho_r = \rho_a \frac{L_e \cdot S}{S_e \cdot L} = \rho_a \left( \frac{L_e}{L} \right)^2 \frac{S \cdot L}{S_e \cdot L_e} = \rho_a \frac{T^2}{P} = \rho_a \cdot F \quad (5)$$

donde  $T = L_e/L$  se conoce como coeficiente de tortuosidad (Pirson, 1958);  $P = (S_e L_e / S.L)$  es la porosidad por ser la relación entre el volumen total de los poros y el de la roca; y  $F = T^2/P = \rho_r/\rho_a$  es el factor de formación (Archie, 1942).

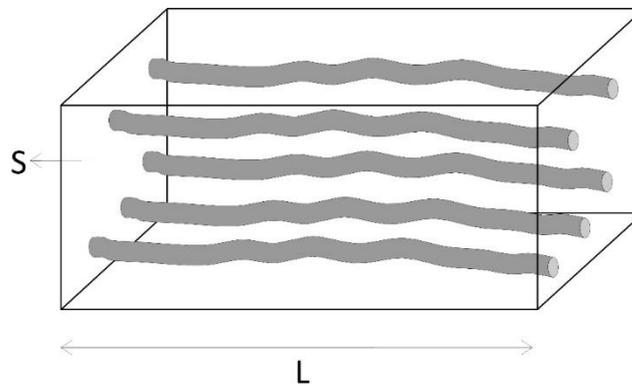


Figura 12. Porosidad efectiva. Modificado de Orellana, 1982.

El agua puede ser más o menos conductora según la cantidad de sales disueltas en ella y la temperatura circundante. En particular, la resistividad del agua puede variar entre 0.03  $\Omega.m$  (agua de mar) y 3000  $\Omega.m$  (agua pura obtenida por destilación).

Citando algunos ejemplos, se puede observar que si los sedimentos se encuentran sobre el nivel freático (zona no saturada) o no contiene agua, la resistividad será muy elevada, en cambio, si la resistividad es muy baja, además de tener agua almacenada, ésta tendrá un alto contenido de sales. En la tabla 3 se exponen algunos valores de referencia para la resistividad.

Suelos/Roca	Resistividad en Ohmios-metro
Aguas salobres	0.1 - 10
Aguas potables superficiales	20 - 300
Agua de mar	Menor de 0.2
Agua destilada	Mayor de 500
Arcillas	10 - 100
Calizas y areniscas	50 - 3000

Pizarras	50 - 300
Rocas metamórficas	10 - 10000
Gravas	10 - 10000
Arenas	130 - 1000
Limos	30 - 500
Arenas y gravas con agua dulce	50 - 500
Arenas y gravas con agua salada	0.5 - 5

*Tabla 3. Resistividades de los materiales.*

En las rocas estratificadas, la resistividad varía con la dirección de la corriente. Los valores mínimo y máximo corresponden, respectivamente a cuando la corriente circula paralela o perpendicularmente a la estratificación; la relación entre estos dos valores extremos llega a ser a veces de algunas unidades. Sucede, por ejemplo, en el caso de tener alternancia de arenas y arcillas (Astier, J.L., 1975).

La práctica permite deducir de forma bastante aceptable el estado de la roca y la calidad del agua, siempre que se conozca la naturaleza de la roca en el subsuelo por hipótesis geológicas. También es fácil concluir que no puede deducirse la naturaleza de la roca realizando mediciones en los afloramientos próximos y comparando las resistividades con las obtenidas en el sondeo eléctrico, ya que en el afloramiento existe una alteración y humedad diferente de las que se encuentra en profundidad, (Custodio, E. y Llamas, MR., 1983).

### **V.2.3. Prospección eléctrica por corriente continua**

La condición principal para la aplicación del método geoelectrico es que las formaciones geológicas que se desean distinguir tengan un contraste de resistividad suficientemente grande, de manera tal que sea posible diferenciarlas.

En prospección geoelectrica, las corrientes eléctricas no se mueven a través de un cable o una red sino en medios continuos tridimensionales, cuyas leyes físicas se estudiarán en esta sección.

Para abordar el problema, tiene que simplificarse la realidad suponiendo que el subsuelo se compone por zonas, dentro de las cuales el medio es isótropo, homogéneo y la resistividad es constante, separadas por superficies planas. Pero, para empezar, conviene hacerlo con el caso más simple, donde el subsuelo está constituido de un semiespacio de resistividad  $\rho$ , y está en contacto con el aire, el cual está representado por un semiespacio de resistividad infinita.

Para generar un campo eléctrico, es necesario contar con un generador de corriente conectado por medio de cables a dos electrodos (denominados A y B), los cuales se los considera como puntos en el suelo (figura 13). La corriente penetra al subsuelo a través de A con una intensidad  $I_A$ , luego de circular por el subsuelo se cierra el circuito al volver a la pila a través de B, con una intensidad  $I_B$ . Si el régimen es estacionario:

$$I_A + I_B = 0 \quad (6)$$

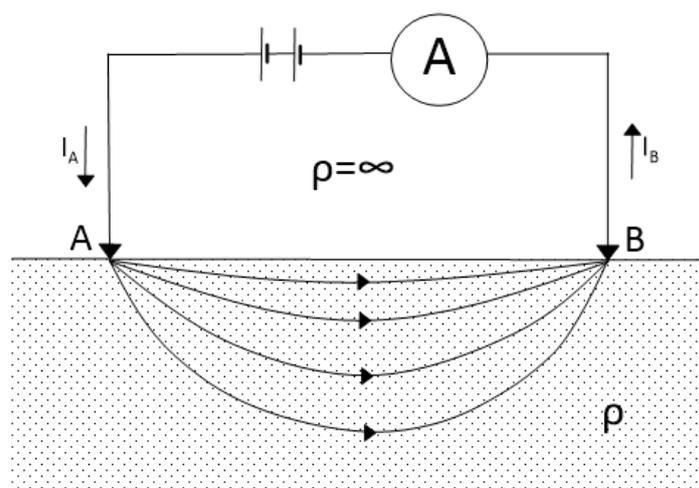


Figura 13. Aplicación de corriente eléctrica al terreno. Modificado de Orellana, 1982.

Partiendo de la ecuación de Maxwell en régimen estacionario:

$$\Delta \times \mathbf{E} = 0 \quad (7)$$

se puede concluir que el campo eléctrico  $\mathbf{E}$  es conservativo e irrotacional, por lo que deriva de un potencial escalar  $V$ . Es decir:

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (8)$$

Por otro lado, se cumple la ley de Ohm, esto significa que la densidad de corriente  $\mathbf{J}$  tiene la misma dirección y sentido que el campo eléctrico  $\mathbf{E}$ , y es proporcional a él en un factor de  $\sigma$ , la conductividad:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (9)$$

En todos los puntos excepto en los electrodos se cumple la ley de continuidad de corriente:

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (20)$$

Combinando las ecuaciones anteriores se llega a que el potencial  $V$ , cumple con la ecuación de Laplace en el semiespacio conductor, excepto en los puntos donde están los electrodos de energización:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (31)$$

Resolviendo esta ecuación se obtiene la distribución del potencial en superficie (para modelos simplificados de la realidad).

Siguiendo con el caso más simple, de un semiespacio de resistividad  $\rho$ , supondremos además que el electrodo B está infinitamente alejado como se ve en la figura 14. En este contexto, las líneas de corriente en un entorno de A serán radiales, divergentes y las superficies equipotenciales serán semiesféricas, por lo que la densidad de corriente  $J$  tendrá el mismo valor en toda la semiesfera de radio  $r$  alrededor de A. Es decir:

$$2\pi r^2 J = I \quad (42)$$

A partir de esta ecuación y las anteriores, la diferencia de potencial entre los puntos M y N, ubicados a una distancia  $r_1$  y  $r_2$  de A, es:

$$V_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (53)$$

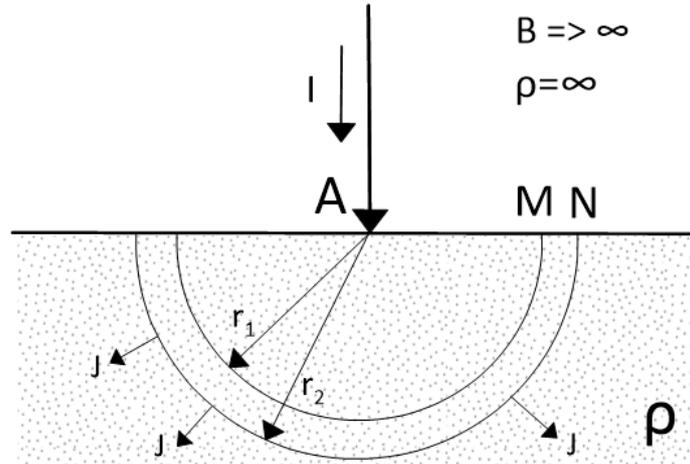


Figura 14. Vectores densidad de corriente en un semiespacio homogéneo, con electrodo puntual. Modificado de Orellana, 1982.

Finalmente, en el caso más general de configuración electródica, en donde se disponen dos electrodos de energización o de corriente, A y B, y dos electrodos de potencial, M y N, adoptando cualquier distribución, como en la figura 15,

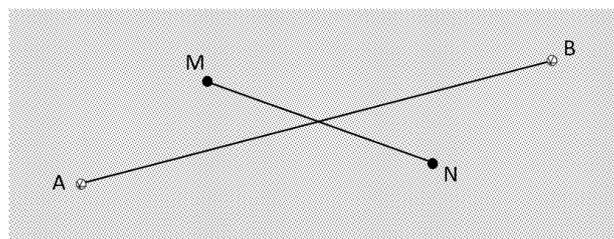


Figura 15. Dispositivo tetraelectrónico. Modificado de Orellana, 1982.

la diferencia de potencial entre los electrodos M y N es:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (64)$$

por lo tanto:

$$\rho = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (75)$$

Sin embargo, en la realidad no se cumple la condición de que el subsuelo sea homogéneo e isótropo, por lo que la resistividad hallada a partir de los resultados de las mediciones en superficie será una resistividad ficticia o aparente:

$$\rho_a = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (86)$$

#### V.2.4. Dispositivo Schlumberger

En la práctica, los electrodos A, M, N y B se disponen de manera que sea sencillo manipularlos, entre ellos, uno de los más usados es el dispositivo Schlumberger, en el cual los electrodos se colocan en una recta de manera simétrica como en la figura 16.

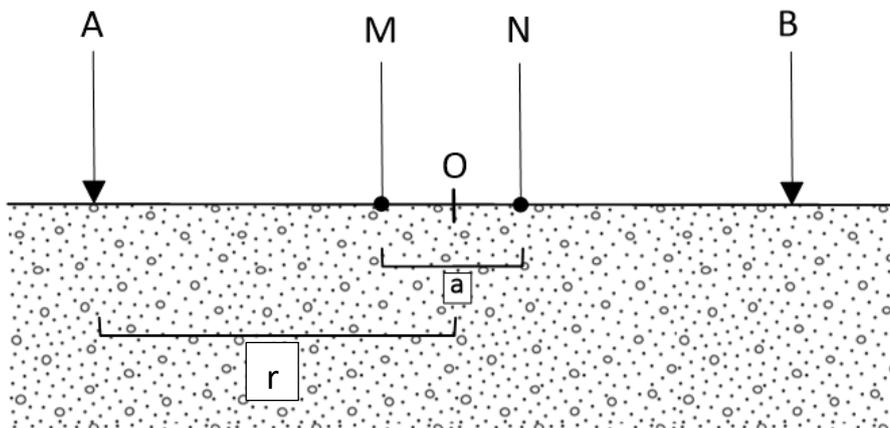


Figura 16. Dispositivo Schlumberger. Modificado de Orellana (1982).

En este dispositivo, se supone que  $r = AO = AB/2$  y que  $MN = a \rightarrow 0$ , lo cual es irrealizable en la práctica, pero tiene muchas ventajas en el cálculo. Reemplazando en la ecuación 16 llegamos a:

$$\rho_a = \pi \left( r^2 - \frac{a^2}{4} \right) \frac{\Delta V}{aI} \quad (97)$$

donde, al despreciar el término  $a^2/4$  llegamos a la expresión final:

$$\rho_a = \pi r^2 \frac{\Delta V}{aI} \quad (108)$$

Si elegimos un valor de  $a$  suficientemente pequeño, esta ecuación seguirá siendo válida. Por esto se utiliza una distancia entre los electrodos de medición de potencial  $MN = a \leq AB/5$ . El error relativo que cometemos al despreciar  $a^2/4$  y elegir que  $a$  sea menor o igual a  $AB/5$ , es menor o igual al 4%.

Por otro lado, para el dispositivo Schlumberger  $AM = BN = \frac{AB-MN}{2}$  y  $AN = BM = \frac{AB+MN}{2}$ , por lo que reemplazando estas expresiones en la ecuación 16 llegamos a la siguiente ecuación:

$$\rho_a = \frac{\pi}{4MN} (AB^2 - MN^2) \frac{\Delta V}{I} \quad (119)$$

en la que  $\Delta V$  es la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, en mV, cuando por el circuito de emisión circula una corriente I, en mA.

La ecuación 19 es la que se usó para el cálculo de las resistividades aparentes en el presente trabajo de tesis, una vez medidos la diferencia de potencial y la corriente inyectada.

## **V.2.5. Sondeo Eléctrico Vertical**

### **i. Conceptos generales**

Según Orellana (1982), se llama sondeo eléctrico a una serie de determinaciones de resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Cuando el dispositivo empleado es simétrico y durante la

medición permanecen fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento MN, se denomina sondeo eléctrico vertical (SEV).

En cuanto a la horizontalidad de los estratos, los Sondeos Eléctricos Verticales se aplican a los estratos cuya inclinación máxima sea 12 %, considerando para ello que los estratos son paralelos, siendo este un requisito menos estricto para los SEV profundos, es decir del orden de los kilómetros, (Astier, JL 1975).

Además, es un requisito importante que la zona donde se realice el SEV presente cierta homogeneidad lateral, por lo cual, habría que tener cuidado en la elección de los lugares y direcciones de los brazos de los SEV.

Para determinar la resistividad aparente, necesitaremos cuatro electrodos A, B, M y N, los cuales se colocan en el suelo de acuerdo a la modalidad Schlumberger, correspondiendo los electrodos A y B al circuito de energización y M y N al de recepción. Luego, al ir aumentando sucesivamente la distancia AB, se obtienen los valores correspondientes de resistividad aparente hasta llegar al límite de sensibilidad del equipo, momento en el cual se realiza un empalme y se repite el proceso hasta alcanzar el valor final requerido.

Para el cálculo de la resistividad aparente, se anotan los valores obtenidos en las mediciones de la diferencia de potencial y corriente como se ve en el ejemplo de la tabla 4.

<b>AB/2</b> (m)	<b>MN/2</b> (m)	<b>I</b> (mA)	<b>ΔV</b> (mV)	<b>Res</b> (Ω.m)
2	0,5	30	1505	591,0
3	0,5	36	592	452,0
4	0,5	32	206	318,5
5	0,5	35	95	211,0
6	0,5	41	55	150,7
8	0,5	37	13	70,4
10	0,5	39	5,55	44,6
13	0,5	58	4,21	38,5
16	0,5	71	3,35	37,9
20	0,5	58	1,7	36,8
25	0,5	107	1,74	31,9
32	0,5	284	2,57	29,1
40	0,5	78	0,43	27,7
50	0,5	126	0,41	25,6
50	5	140	4,5	25,0
65	0,5	124	0,21	22,5
65	5	147	2,32	20,8
80	5	127	1,18	18,6
100	5	309	1,53	15,5
100	20	320	7,59	17,9
125	5	150	0,39	12,7
125	20	161	1,92	14,3
160	20	175	0,92	10,4
200	20	133	0,3	7,0
250	20	144,2	0,14	4,7

*Tabla 4. Planilla de medición de un SEV.*

Finalmente, los datos de resistividad aparente de cada SEV se vuelcan en un gráfico bilogarítmico, donde la  $\rho_a$  es el eje de las ordenadas y las distancias  $OA = AB/2$  son las abscisas, valores que se eligen con el objetivo de tener una representación equidistante en escala logarítmica. La curva obtenida se denomina curva de campo o curva de resistividad aparente. Puede apreciarse un ejemplo de un SEV en la figura 17.

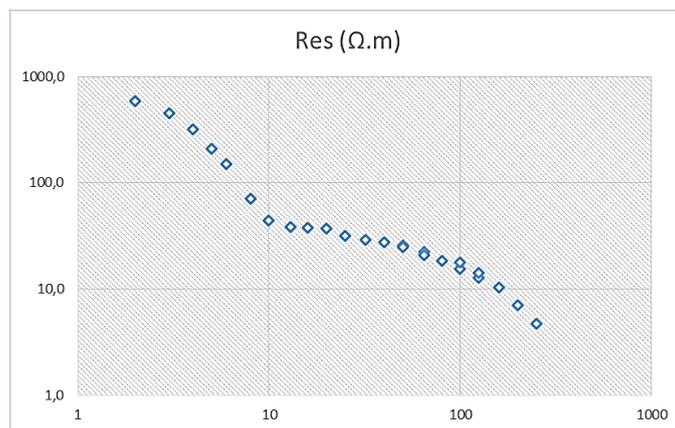


Figura 17. Curva de resistividad observada. El eje de las abscisas es  $AB/2$ , y el eje de las ordenadas es el valor de la resistividad observada.

La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado. La mayor eficacia del método corresponde al caso en que los SEV se efectúan sobre un terreno compuesto por capas lateralmente homogéneas en lo que respecta a la resistividad, y limitadas por planos paralelos a la superficie del terreno (Orellana, 1982).

Por lo tanto, lo que se busca es un modelo que cumpla con estos requerimientos y sea coherente a la curva de campo y la geología del lugar, o visto de otra forma, deducir la distribución vertical de resistividades del punto sondeado. La resolución de este problema es lo que se conoce como resolución del problema inverso, el cual, exige la previa solución del problema directo, esto es, el de determinar la curva de resistividades aparentes que se obtendrá con un dispositivo determinado, sobre un subsuelo cuya distribución de resistividades se conoce.

## ii. Profundidad de exploración

Para un medio isótropo y homogéneo la corriente introducida en el terreno se desplazará en todas direcciones, tanto en la superficie como en el subsuelo, de forma radial. La profundidad de exploración de la corriente dependerá básicamente de la separación que tengan los

electrodos de inyección de corriente A y B, teniendo que, a mayor separación, mayor profundidad de exploración, pero con el inconveniente de que la densidad de corriente disminuye. Para este medio el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad  $AB/2$  y el 70.6% por encima de una profundidad  $AB$  (Orellana, 1982). Sin embargo, un medio real no es isótropo y homogéneo, por lo tanto, no son válidas las hipótesis propuestas.

La profundidad de exploración no puede conocerse a priori por varias causas, entre ellas, que la densidad de corriente disminuye de manera suave sin anularse nunca y que los terrenos estratificados modifican la dirección de propagación del campo eléctrico generado en la superficie con los electrodos de inyección A y B.

De acuerdo con diversos autores, la profundidad de investigación es aproximadamente  $AB/2$ , por ejemplo, en el caso en que se elige que  $AB$  sea 500 metros, la profundidad de exploración es de 250 metros. Sin embargo, para conocer efectivamente la profundidad hasta la que se está sondeando, debería hacerse una interpretación de la curva de campo obtenida y generar un modelo. Luego de esto, se observa la profundidad de la última capa (o capa infinita) y con ella se determinará aproximadamente la profundidad de exploración, puesto que esta última capa influye en el SEV, pero no es infinita como considera el modelo, sino que tiene cierto espesor.

### **iii. Solución del problema directo para medios estratificados**

El problema directo consiste en la determinación del potencial producido en la superficie límite aire-tierra por una fuente puntual en un medio estratificado de capas horizontales y paralelas, homogéneas e isótropas, representado por la curva de resistividad verdadera (CRV). Un modelo de esas características es conocido como corte geoelectrico. Varios cortes geoelectricos alineados en un perfil pueden correlacionarse para así obtener una sección geoelectrica.

El medio en cuestión está compuesto por dos semiespacios separados por una superficie plana y horizontal, donde la resistividad nula en el semiespacio superior representa la atmósfera, y el inferior es el que está conformado por capas homogéneas e isotropas infinitas separadas entre sí por superficies planas y paralelas al plano aire-tierra como se ilustra en la figura 18.

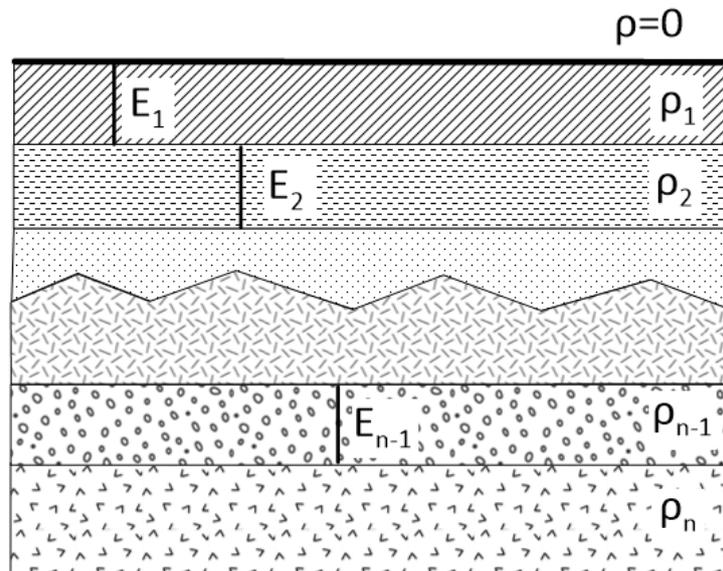


Figura 18. Medio de capas planas y paralelas. Modificado de Orellana (1982).

#### iv. La integral de Stefanescu

Una forma de resolver el problema propuesto es utilizando el método de integración de la ecuación de Laplace, la cual cumple el potencial en todos los puntos del espacio excepto el origen (los puntos de energización):

$$\nabla^2 V = 0 \quad (20)$$

Al resolverla, se halla el potencial eléctrico en superficie producido por el medio descrito al inyectar una corriente  $I$ :

$$V = \frac{I}{2\pi} \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (21)$$

donde  $T_n$  es la transformada de la resistividad y es función de los espesores y resistividades de las capas del corte geoelectrico y del parámetro de integración  $\lambda$ ;  $r = AB/2$ , y  $J_0$  es la función de Bessel de primera especie y orden cero.

Partiendo de la ecuación 21 y de resolver la ecuación 17 con  $a \rightarrow 0$ , tenemos que se desprecia el término  $\frac{a^2}{4}$  y  $\frac{\Delta V}{a} = E$  ya que en el límite es el gradiente del potencial o sea el campo, por lo que la ecuación nos queda:

$$\rho_a = \pi r^2 \frac{E}{I} \quad (22)$$

y teniendo que:

$$E = -\frac{\partial V}{\partial r} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (23)$$

como:

$$\frac{\partial J_0}{\partial r} = -\lambda J_1(\lambda r) \quad (24)$$

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

$$\rho_a(r) = r^2 \int_0^{\infty} T_n(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad (25)$$

Aquí,  $T_n(\lambda)$  puede calcularse con algún algoritmo recursivo.

## v. Filtrado lineal digital

La integral de esta última ecuación no puede resolverse con un número finito de funciones conocidas, por lo tanto, no tiene resolución directa. Fueron diversos los procedimientos ideados para vencer esta dificultad

hasta que en la década del '70 se desarrollaron métodos basados en aplicar el método de convolución y la teoría del filtrado digital.

El método de convolución aplicado a este caso consiste en hacer un cambio de variables como sigue:

$$e^{-x} = \lambda \quad (26)$$

$$e^y = r$$

reemplazándolas en la ecuación queda:

$$\rho_a(y) = r^2 \int_0^{\infty} f_1(x) f_2(y-x) dx \quad (27)$$

siendo:

$$f_1(x) = T_n(e^{-x}) \quad (28)$$

$$f_2(y-x) = J_1(e^{y-x}) e^{2(y-x)}$$

Se puede ver que es una integral de convolución aproximable por un operador lineal o un filtro inverso (Ghosh, 1971b), que en el caso del dispositivo Schlumberger es:

$$(\rho_a)_m = \sum_j b_j T_{m-j} \quad (29)$$

donde  $b_j$  es el filtro inverso y  $T_m$  es la transformada de la resistividad muestreada.

## vi. Solución del problema inverso

El problema inverso en este caso, se define como la obtención del corte geoelectrico que dio origen a la curva de resistividad aparente observada (CRAO) en el trabajo de campo.

Los métodos para lograrlo consisten en que, a partir de la CRAO, se determine un modelo de corte geoelectrico inicial, luego se obtiene mediante el método de convolución, la curva de resistividad aparente calculada (CRAC) para ese corte, es decir, se resuelve el problema directo. Una vez obtenida, se comparan las CRAO y CRAC, y en base a las discrepancias que presenten se busca un mejor ajuste modificando los parámetros del modelo inicial. Seguidamente, se calcula la CRAC para este modelo y se compara nuevamente con la CRAO. De esta forma se va generando un proceso iterativo hasta encontrar el corte geoelectrico (CRV) óptimo cuya CRAC difiera en menos de un error predeterminado a la CRAO.

#### **vii. Ambigüedad del problema inverso**

La solución del problema inverso del SEV, pese a que se haya demostrado su unicidad teórica en diversos escritos, no lo es en general. Cortes geoelectricos muy diferentes entre sí, pueden generar curvas de resistividad aparente que difieren en menos del error experimental de las mediciones de campo (Orellana, 1982).

Además, las curvas de campo vienen dadas tan sólo por unos cuantos puntos, afectados por inevitables errores de medición, de modo que, en vez de una curva geométrica perfectamente determinada, se tiene una serie de cortos segmentos por los que pueden pasar infinitas curvas teóricas. Usualmente se tiene un error del 5% en el trabajo de campo.

Resulta entonces, que la interpretación de una misma curva de campo puede llevar a cortes diferentes entre sí, incluso en la cantidad de capas. Una forma de mitigar el error en la elección del modelo es ajustándolo con criterios, como la elección de una tolerancia en el error medio

cuadrático (rms%) entre CRAO y CRAC, y la información disponible de la geología de la zona.

#### **viii. Algoritmo de Zohdy (1989)**

Es un método iterativo para la interpretación automática de sondeos Schlumberger y Wenner, basado en la obtención de profundidades a partir de los espaciamentos electródicos y resistividades ajustando las resistividades aparentes.

El método se fundamenta en que la forma de una curva de SEV acompaña la forma de la curva de resistividad verdadera (CRV, es decir, el modelo del subsuelo). Cuando la resistividad verdadera crece (o decrece) con la profundidad, la resistividad aparente también crece (o decrece) conforme aumenta el espaciamento entre electrodos.

Una curva CRA está desfasada hacia la derecha respecto de la CRV, lo que puede evidenciarse en un retraso de los máximos y mínimos. Además, la amplitud de una CRA es siempre menor (a lo sumo igual) que la amplitud de la CRV correspondiente y ambas tienen las mismas asíntotas horizontales.

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

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

- a) El número de capas es igual al número de puntos digitalizados de la curva observada.
- b) Las profundidades de las capas son iguales a los espaciamentos electródicos digitalizados (que son equiespaciados a escala logarítmica).

- c) Las resistividades verdaderas del modelo son iguales a las resistividades aparentes.
- d) Se calcula, por convolución con el filtro elegido, la curva teórica correspondiente a este modelo multicapa que se compara con la curva de campo, calculándose luego el error medio cuadrático porcentual (rms%) mediante la ecuación:

$$rms\% = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N \left( \frac{\rho_{oj} - \rho_{cj}}{\rho_{oj}} \right)^2}{N}} * 100 \quad (30)$$

dónde  $\rho_{oj}$  es la j-ésima resistividad aparente “observada”,  $\rho_{cj}$  la j-ésima resistividad aparente calculada, y N el número de puntos de resistividad aparente digitalizada (j=1 a N).

Para la determinación de espesores se multiplican luego todos los espesores por 0.9, lo que implica una reducción de estos en un 10% (monto pequeño y arbitrario). Se calcula el nuevo rms% para la CRV obtenida y se lo compara con la anterior. Repitiendo los pasos anteriores hasta encontrar el rms% mínimo, con lo que se habrá logrado que las curvas en juego se pongan en fase.

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

$$\rho_{i+1}(j) = \rho_i(j) \frac{\rho_o(j)}{\rho_{ci}(j)} \quad (31)$$

donde  $i$  es el número de iteración,  $j$  es la  $j$ -ésima capa y  $j$ -ésimo espaciado,  $\rho_i(j)$ , la  $j$ -ésima resistividad de capa de la  $i$ -ésima iteración,  $\rho_{ci}(j)$ , la resistividad aparente calculada del espaciado  $j$ -ésimo para la  $i$ -ésima iteración y  $\rho_o(j)$ , es la resistividad aparente observada del  $j$ -ésimo espaciado.

Se calcula luego la nueva CRA utilizando las resistividades de capa ajustadas y luego el nuevo rms% que se compara con el rms% obtenido previamente. Se repiten los pasos anteriores hasta encontrar que se cumple alguna de las siguientes condiciones:

- a) Se encuentra un mínimo prescrito de rms% (por ejemplo, menor que 2 % respecto de la curva de campo).
- b) La velocidad en lograr un mejoramiento en el ajuste es grande (menos que 5% de reducción entre sucesivos rms%).
- c) Se alcanzó un número máximo de iteraciones (por ejemplo: 30).
- d) El rms% crece en vez de disminuir.

## **ix. Parámetros de Dar Zarrouk**

Tal como se vio en el apartado anterior, el modelo obtenido con el algoritmo de Zohdy (1989), cuenta con tantas capas como puntos digitalizados de la curva observada, lo cual carece de sentido geofísico, por lo que es necesario disminuir el número de capas y encontrar un corte equivalente que sea más coherente.

Se llaman cortes equivalentes a aquellos que, aunque difieran en los parámetros de sus capas e incluso en el número de éstas, tienen curvas de campo que difieren entre sí en menos del límite del error experimental (Orellana y Hernández, 1979). La reducción del número de capas se realiza utilizando los parámetros de Dar Zarrouk (Maillet, 1947).

Considerando un medio estratificado definido con las pautas enumeradas anteriormente que está delimitado por un prisma recto de sección cuadrada, con eje perpendicular a la orientación de las capas y

de lado igual a la unidad de longitud. Si suponemos que el prisma es atravesado por una corriente eléctrica que fluye perpendicularmente a la estratificación, las diferentes capas se comportarán como conductores en serie, por lo que sus resistencias se sumarán. La resistencia de la capa  $i$  será conocida como resistencia transversal unitaria, y se designa con la letra  $T$ :

$$T_i = E_i \rho_i \quad (32)$$

Al conjunto de las  $n$  capas, corresponderá la resistencia total:

$$T = \sum_t E_t \rho_t \quad (33)$$

Si ahora se supone que la corriente fluye paralelamente a la estratificación, la resistencia de la capa  $i$  estará en paralelo, por lo que no pueden sumarse, entonces conviene pasar a la inversa, la conductancia, ya que éstas si poseen la propiedad aditiva. Llamando  $S_i$  a la conductancia de la capa  $i$ , será llamada conductancia longitudinal unitaria:

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \quad (34)$$

Luego, el conjunto de las  $n$  capas presentará una conductancia total:

$$S = \sum_t \frac{E_t}{\rho_t} \quad (35)$$

Los parámetros  $T$  y  $S$  vienen a ser, en cierto modo, como las componentes vertical y horizontal de la resistencia (Orellana, 1989).

Como en la definición de  $T$  sólo intervienen corrientes transversales a la estratificación, se puede representar con  $\rho_{\perp}$  a dicha resistividad transversal media o equivalente:

$$T_i = E_i \rho_{\perp} \quad (36)$$

Análogamente, una resistividad longitudinal media se puede representar con  $\rho_{//}$ :

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_{//}} \quad (37)$$

Si  $\rho_{\perp}$  y  $\rho_{//}$  resultaran iguales, habría un medio homogéneo e isótropo, pero, en general, no ocurre. Por lo tanto, el medio equivalente buscado es homogéneo, pero no isótropo. Entonces, un paquete de capas homogéneas e isótropas se comporta, en cierto modo, como un medio anisótropo.

La principal utilidad de estos parámetros es que cualquier conjunto de capas geoelectricas, puede ser reemplazado por una sola capa homogénea e isótropa de resistividad  $\rho_m$  y espesor  $E_m$  cuyos parámetros de Dar Zarrouk sean iguales a los del conjunto original:

$$\rho_m = \sqrt{\frac{T}{S}} \quad (38)$$

$$E_m = \sqrt{TS}$$

donde T y S son la sumatoria de los parámetros del conjunto de capas que se quiere reemplazar por una única capa.

#### **x. Ventajas e inconvenientes del SEV**

Pueden enumerarse las siguientes ventajas o aspectos prácticos:

- Por ser un método indirecto, se aplica desde la superficie y da información del subsuelo con mínima perturbación.
- Bajo costo, rápida colocación y fácil operación en comparación con otros métodos que se utilizan para el estudio de aguas subterráneas, como por ejemplo la perforación de pozos.

En cuanto a los inconvenientes tenemos:

- Se necesita conocer la geología del lugar para llegar a una buena interpretación.

- Cuando realizamos SEV cercanos a cables de alta tensión o fuentes de corriente pueden observarse alteraciones en la medición, lo cual puede afectar a la interpretación y por lo tanto al resultado.
- Durante la inyección de corriente en la medición, pueden ocurrir fugas por el constante roce de los cables que unen la fuente de alimentación y los electrodos A y B con el terreno, lo cual podría generar sectores pelados del cableado donde parte de la energía se pierde y pasa al terreno. Como resultado tendremos una menor diferencia de potencial observado, dificultando la sensibilidad del equipo.

# VI PLANIFICACIÓN Y ADQUISICIÓN DE DATOS

## VI.1. DIAGRAMA DE TRABAJO

El análisis en el área comenzó con la recopilación bibliográfica de antecedentes. Durante los días 26 al 30 del mes de abril del 2021 se realizaron los trabajos de campo con vehículo de la UNLP y un resistivímetro de corriente continua, cables, electrodos y todo el equipo necesario para la adquisición de datos de resistividad (figura 19).



*Figura 19. Trabajo de campo.*

Para representar mejor la zona de estudio, se determinaron diferentes puntos, en los que luego se realizaron los SEV, de manera que estuvieran equiespaciados en un área de 40 km<sup>2</sup> aproximadamente. Además, se los dispuso en grupos suficientemente alineados como para poder definir 4 perfiles que crucen de Oeste a Este todo el ancho de la zona. La ubicación de los SEV se muestra en la figura 20. Por otro lado, se tuvo en cuenta la proximidad de pozos con la información litológica disponible para su posterior interpretación conjunta con las mediciones.

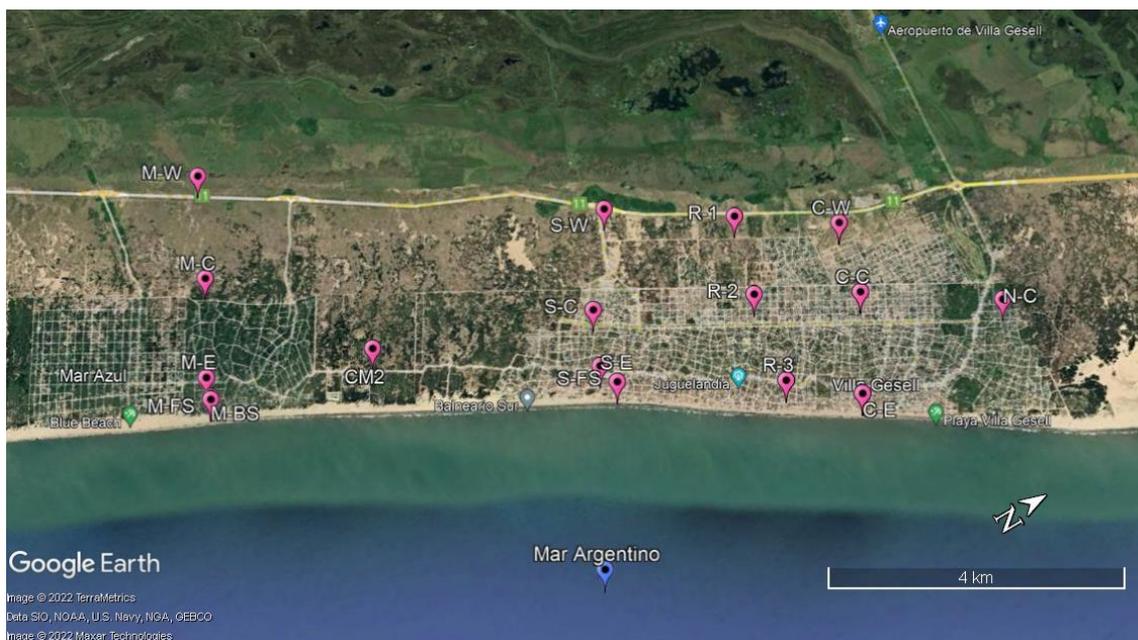


Figura 20. Ubicación de los SEV.

Durante el trabajo de campo se midieron 17 SEV con una longitud de 500 metros del circuito de emisión. La ubicación de los puntos se determinó con GPS y las coordenadas están expuestas en la tabla 5.

<b>SEV</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Altura</b>
<b>Mar de las Pampas-W (M-W)</b>	-37.32056°	-57.0525°	11 m
<b>Mar de las Pampas-c (M-C)</b>	-37.32611°	-57.03722°	15 m
<b>Mar de las Pampas-E (M-E)</b>	-37.3319°	-57.02322°	8 m
<b>Mar de las Pampas-Back shore (M-BS)</b>	-37.33264°	-57.02022°	5 m
<b>Mar de las Pampas-Front shore (M-FS)</b>	-37.33278°	-57.01989°	2.5 m
<b>CM2</b>	-37.3125°	-57.01389°	6 m
<b>Sur de Villa Gesell-W (S-W)</b>	-37.27861°	-57.01444°	13 m
<b>Sur De Villa Gesell-C (S-C)</b>	-37.28639°	-57.00139°	10 m
<b>Sur De Villa Gesell-E (S-E)</b>	-37.28944°	-56.99322°	8 m
<b>Sur De Villa Gesell-Front Shore (S-Fs)</b>	-37.28861°	-56.98972°	3 m
<b>Reemplazo-1 (R-1)</b>	-37.265°	-57.00278°	12 m
<b>Reemplazo-2 (R-2)</b>	-37.26822°	-56.99047°	13 m
<b>Reemplazo-3 (R-3)</b>	-37.27055°	-56.97636°	8 m
<b>Centro De Villa Gesell-W (C-W)</b>	-37.25411°	-56.99333°	13 m
<b>Centro De Villa Gesell-C (C-C)</b>	-37.25667°	-56.98222°	13 m
<b>Centro De Villa Gesell-E (C-E)</b>	-37.26339°	-56.96853°	2.5 m

<b>Norte De Villa Gesell-C (N-C)</b>	-37.24194°	-56.97636°	15 m
--------------------------------------	------------	------------	------

*Tabla 5. Coordenadas de los SEV.*

## **VI.2. INSTRUMENTAL**

### **Resistivímetro GEOELEC Mod. RD 10:**

#### Componentes:

- Convertidor de 250 W de potencia máxima con alimentación de 12 V  $\pm$  2 V.
- Amperímetro de dos alcances: 200 mA y 2000 mA, con memoria para el último valor tomado.
- Voltímetro de tres alcances: 20 mV; 200 mV y 2000 mV, con compensador manual de potenciales naturales. Alimentación 6 pilas AA de 1.5 V.

Accesorios: Electrodos impolarizables de Cu/SO<sup>4</sup>Cu y electrodos de corriente de acero inoxidable.



*Figura 21. Resistivímetro.*

Además, se contó con dos carretes de 250 metros de longitud, masas para clavar los electrodos de corriente en el suelo, una batería de 12 V y comunicadores de radio portátil. El resistivímetro y el equipamiento se pueden ver en las figuras 21 y 22.



*Figura 22. Equipamiento.*

### **VI.3. ADQUISICIÓN DE DATOS**

El grupo de trabajo consistió en cuatro personas, una encargada de medir y representar los puntos obtenidos en el gráfico bilogarítmico correspondiente, dos movían los carretes de 250 metros que de cada ala del SEV, deteniéndose en cada marca para realizar la medición correspondiente, una cuarta persona era la encargada de hacer los empalmes necesarios, los cuales fueron determinados para realizarse al momento que la separación de los puntos de inyección y el centro ( $AB/2$ ) fueran de 50 y 100 metros debido a la pérdida de resolución observada en esas distancias.

## VII PROCESAMIENTO

### VII.1. SOFTWARE SEV's

SEV's es un programa de inversión de datos geoelectrónicos en una dimensión (Perdomo y Nigro, 2016. SEV 1.0. Ministerio de Justicia y Derechos Humanos, Dirección Nacional de Derechos de Autor Expte (5306396). Universidad Nacional de La Plata). Las rutinas y algoritmos que contiene están diseñados para procesar datos de sondeos eléctricos verticales (SEV) en la modalidad Schlumberger.

Para obtener la solución del problema directo de los SEV explicado en capítulos anteriores, se resuelve la integral de Stefanescu (1930) por medio de la teoría de filtros digitales. Mediante el algoritmo de Sunde se calcula la función transformada de la resistividad y se convoluciona con los coeficientes de un filtro lineal (O'Neill, 1975; Johansen, 1975). La respuesta del modelo o curva de resistividad aparente calculada ( $RA_c$ ) se compara con la curva de resistividad aparente observada ( $RA_o$ ) mediante la siguiente ecuación para estimar el error de ajuste entre ambas.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left( \frac{RA_{ci} - RA_{oi}}{RA_{oi}} \right)^2}{N}} \quad (39)$$

El método de inversión utilizado es el propuesto por Zohdy (1989). Luego, la reducción del número de capas se realiza utilizando los parámetros de Dar Zarrouk (Maillet, 1947).

El programa también permite graficar modelos obtenidos para diferentes SEV de una misma zona y analizar las variaciones laterales en forma de perfil, generando un modelo integrado entre dos o más SEVs.

# VIII RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

## VIII.1. CURVAS OBSERVADAS Y OBTENIDAS

En este capítulo, se exponen las curvas obtenidas en cada SEV una vez realizados los empalmes correspondientes, los respectivos modelos de resistividad verdadera hallados junto con las técnicas utilizadas para su obtención.

Se graficaron las curvas de campo (17) en la figura 23, apreciando que todas presentan el último tramo de la curva con valores decrecientes, esto indica que se ha alcanzado una capa de baja resistividad. Además, se observaron ciertas similitudes en las curvas de campo, por lo cual se separaron en cuatro grupos para facilitar el proceso de inversión y la elección de los modelos finales.

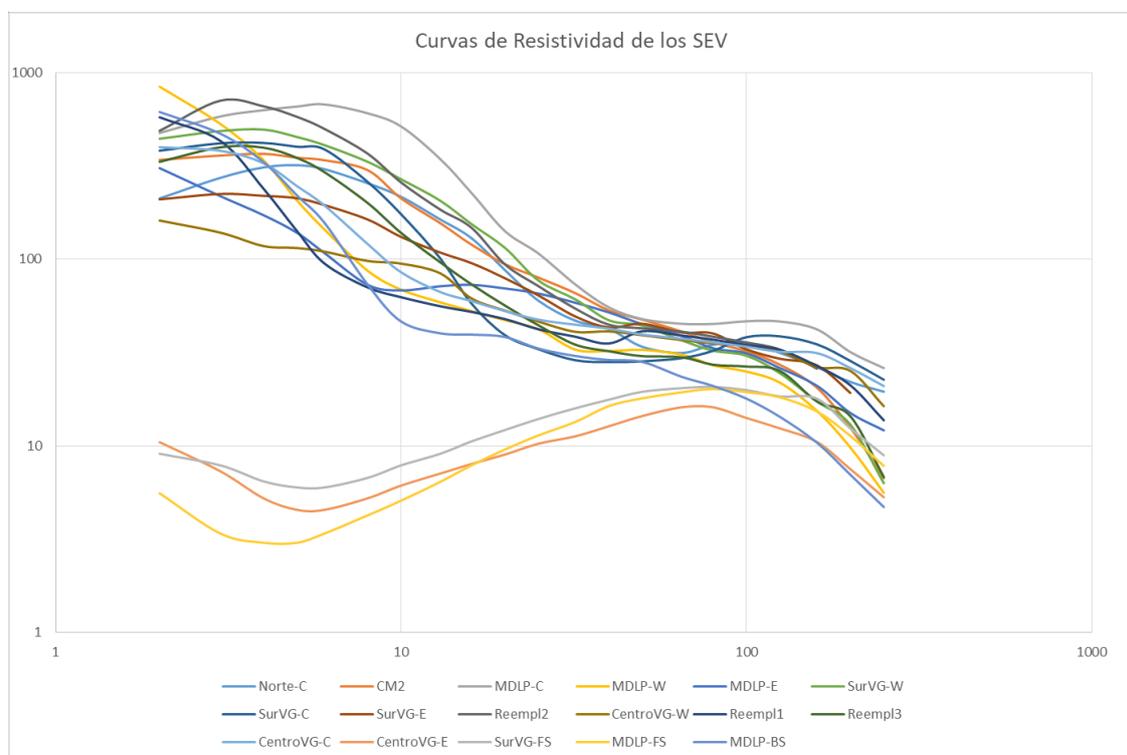


Figura 23. Curvas de resistividad aparente observada en cada SEV.

La utilidad de separar los sondeos en grupos se aprecia al momento de elegir el modelo de capas que representa la CRAO en cada sondeo, es decir, sus espesores y sus resistividades (CRV), ya que puede esperarse encontrar un modelo similar dentro de cada grupo, y con esta información se puede llegar a encontrar modelos más satisfactorios.

➤ Grupo A: Caracterizado por una pendiente positiva para valores de  $AB/2$  pequeños, seguido de un máximo absoluto que continúa siendo una curva decreciente con un máximo relativo para valores de  $AB/2$  grandes y una cola de pendiente negativa. En la figura 24 se grafican las curvas de resistividad aparente de los SEV que cumplen con dichas características, los cuales son:

- MDLP-C (Mar de las Pampas-Centro)
- SurVG-C (Sur de Villa Gesell-Centro)
- Reempl 2 (Reemplazo 2)
- Reempl 3 (Reemplazo 3)
- SurVG-W (Sur de Villa Gesell-Oeste)
- CM2 (Las Gaviotas 2)

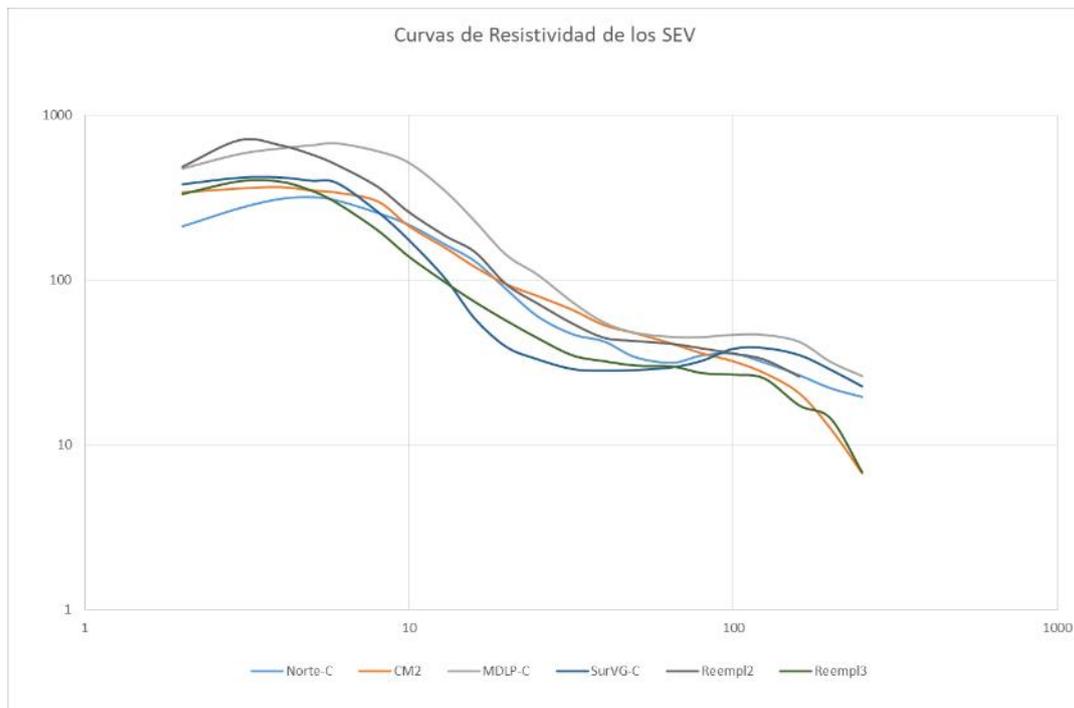


Figura 24. Curvas de resistividad aparente observada en los SEV del grupo A.

➤ Grupo B: Caracterizado por tener pendiente negativa en valores pequeños de  $AB/2$ , continuando con valores decreciente, pero sin cambios bruscos de pendiente y finalizando (valores altos de  $AB/2$ ) con pendiente negativa. En la figura 25 se grafican las curvas de resistividad aparente de los SEV que cumplen con dichas características, los cuales son:

- MDLP-W (Mar de las Pampas-Oeste)
- Reempl 1 (Reemplazo 1)
- MDLP-BS (Mar de las Pampas-Playa-Back Shore)
- MDLP-E (Mar de las Pampas- Este)

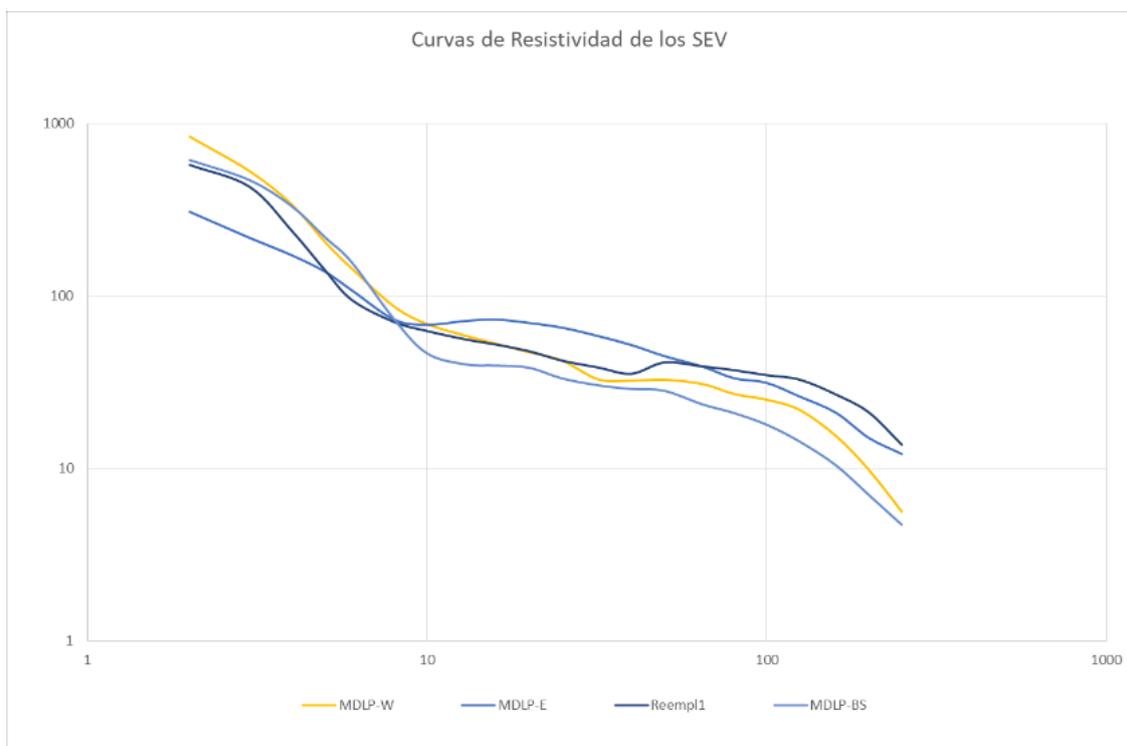


Figura 25. Curvas de resistividad aparente observada en los SEV del grupo B.

➤ Grupo C: Caracterizado por una pendiente muy poco variable especialmente entre valores de  $AB/2$  de 20 metros y 250 metros (final del SEV). En la figura 26 se grafican las curvas de resistividad aparente de los SEV que cumplen con dichas características, los cuales son:

- SurVG-E (Sur de Villa Gesell-Este)
- CentroVG-W (Centro de Villa Gesell-Oeste)

- CentroVG-C (Centro de Villa Gesell-Centro)
- NorteVG-C (Norte de Villa Gesell-Centro)

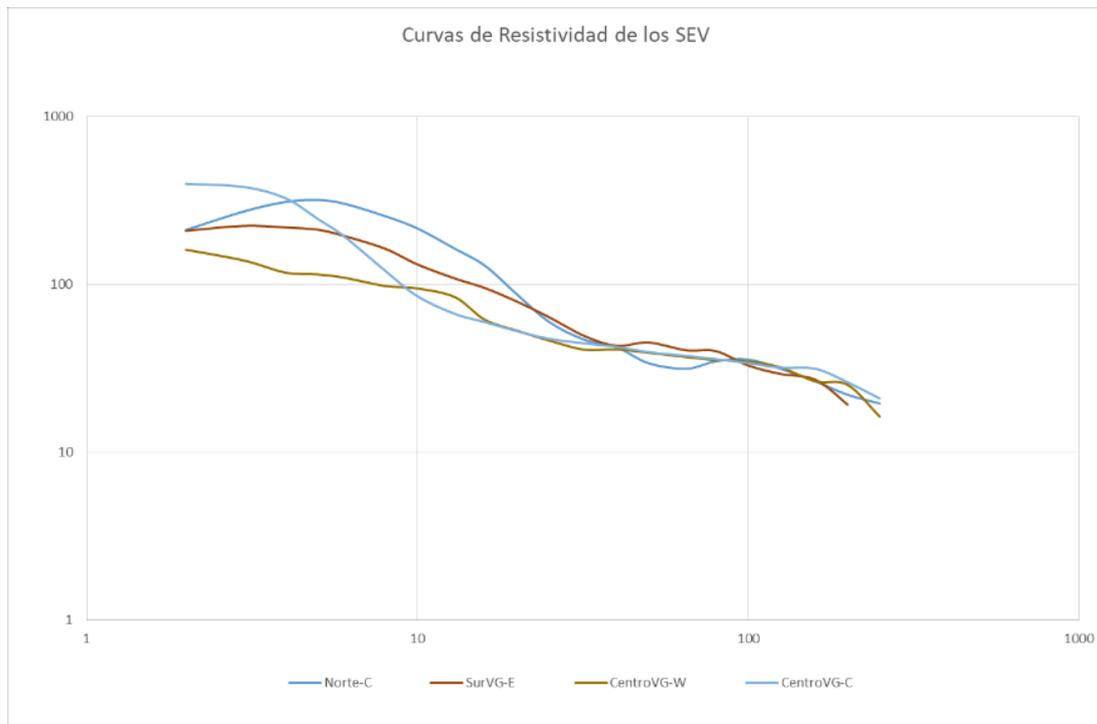


Figura 26. Curvas de resistividad aparente observada en los SEV del grupo C.

➤ Grupo D: Caracterizado por tener la menor variación de resistividad aparente en valor absoluto, y estar formada por un mínimo seguido de un máximo. En la figura 27 se grafican las curvas de resistividad aparente de los SEV que cumplen con dichas características, los cuales son:

- CentroVG-E (Centro de Villa Gesell-Este)
- SurVG-FS (Sur de Villa Gesell-Playa-Front Shore)
- MDLP-FS (Mar de las Pampas-Playa-Front Shore)

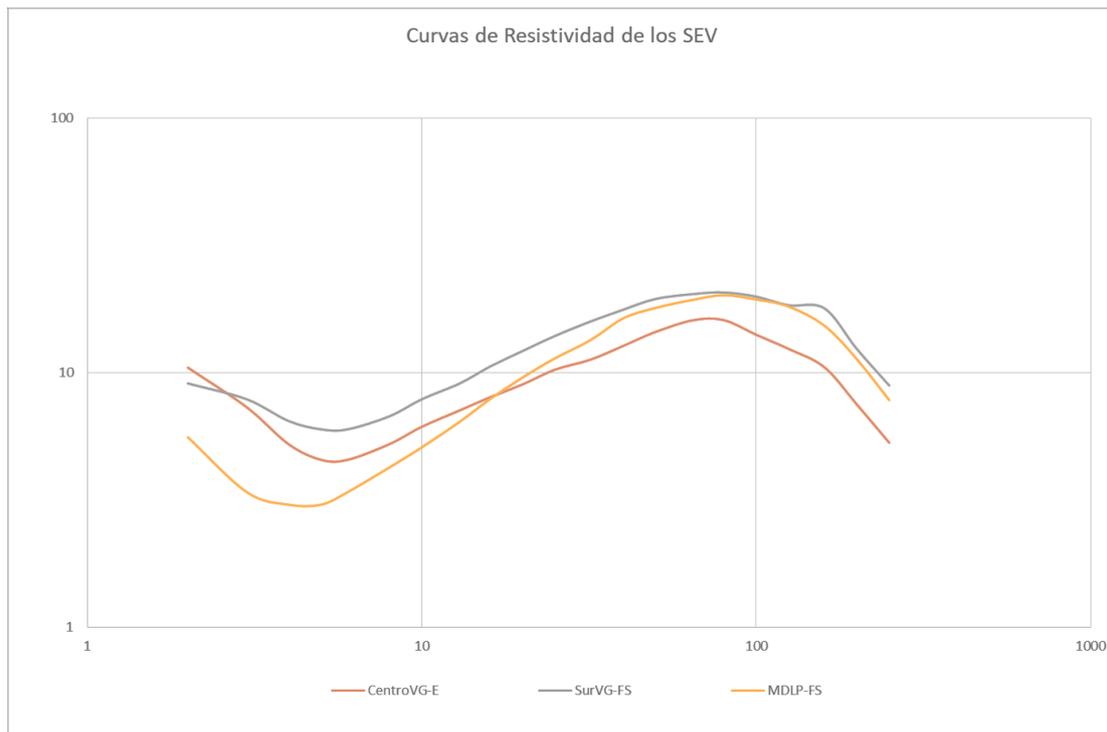


Figura 27. Curvas de resistividad aparente observada en los SEV del grupo D.

El siguiente paso en la interpretación de curvas es cargarlas al programa SEV's y hacer la inversión con el algoritmo de Zohdy. Como se vio anteriormente, la salida de este algoritmo es un modelo de tantas capas como puntos observados, lo cual, al carecer de sentido geológico se procede a reducir la cantidad de éstas utilizando los parámetros de Dar Zarrouk.

La elección del modelo equivalente será en función de las características de la CRAO, donde se prestará especial atención a las pendientes y puntos críticos, lo cual dará una primera aproximación de las relaciones entre los espesores y la resistividad.

Las capas más someras tienen mayor efecto en  $AB/2$  pequeños y las más profundas en  $AB/2$  más grandes. Con esto, el proceso de ajustar la CRAC lo más próxima posible a la CRAO, se vuelve un análisis tramo a tramo. A partir de la utilización de esta estrategia es que se llegó a los primeros modelos que posteriormente fueron modificados, y se siguió utilizando hasta encontrar el modelo final de cada SEV con el mejor ajuste posible dados los errores de medición y de campo.

El ajuste alcanzado fue bueno, considerándolo como un rms% menor al 5%. A continuación, se exponen algunos de los modelos resultantes de cada grupo de curvas.

Para el “Grupo A” se muestra a modo de ejemplo las observaciones y el modelo resultante del SEV de “Mar de las Pampas-C”, denominado “M-C”. En la figura 28, se pueden observar los datos empalmados (datos observados una vez realizada la corrección de cada empalme resultando en una curva de resistividad aparente continua) en puntos verdes; un modelo de resistividad verdadera (CRV) como una línea continua color verde claro; y los datos calculados a partir de resolver el problema directo para ese modelo representado con puntos rojos.

El modelo final consta de 8 capas, las primeras dos de alta resistividad seguida de un cambio brusco del valor de resistividad en la capa inferior que continúa bajando en la siguiente a ésta. A una profundidad de 17,6 metros la resistividad vuelve a disminuir notablemente en una capa de 8,4 metros de espesor continuada por un aumento sucesivo de la resistividad en las dos capas consecuentes. La última capa, considerada infinita a fines teóricos, está caracterizada por tener la menor resistividad del modelo y por tener una variación grande en el valor de resistividad respecto de la capa inmediatamente superior a ella.

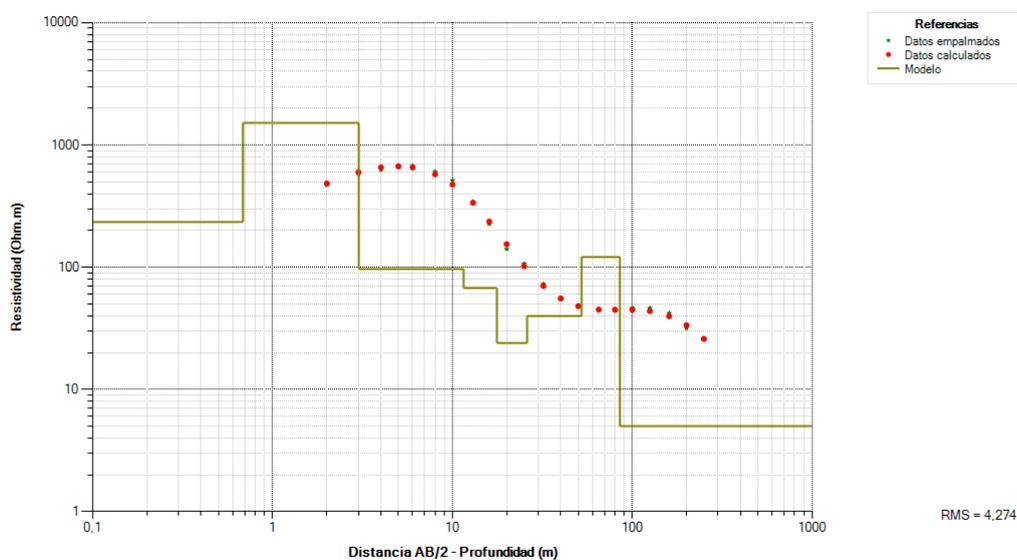


Figura 28. Gráfico logarítmico del SEV “M-C”.

Profundidad (m)	Resistividad Verdadera ( $\Omega \cdot m$ )
0,68	235
3	1500
11,5	96
17,6	68
26	24
52	40
85	120
$\infty$	5

*Tabla 6. Valores de resistividad verdadera según profundidad (AB/2) del SEV “M-C”*

Para el resto de los modelos resultantes del grupo A se puede observar que presentan la similitud esperada en varios sectores de la curva, como puede verse en las figuras 29 y 30 (se muestra en cada figura tres SEV de los seis totales del grupo A para una mejor visualización), donde la mayor similitud entre modelos (línea llena) se da cuando existe una mayor similitud entre las curvas de resistividad aparente (línea punteada), como sucede en la porción más somera (hasta la profundidad de 3 metros) y más profunda (desde la profundidad de 10 metros en adelante). Por otro lado las mayores diferencias entre los modelos se dan en la parte intermedia, al igual que las diferencias entre las curvas de resistividad aparente.

Como puede verse en la figura 30, el modelo obtenido para el SEV “SurVG-W” difiere sustancialmente de los demás, al igual que la parte superior del SEV “CM2”, sin embargo el ajuste logrado fue bueno, con valores de rms% menores a 5.

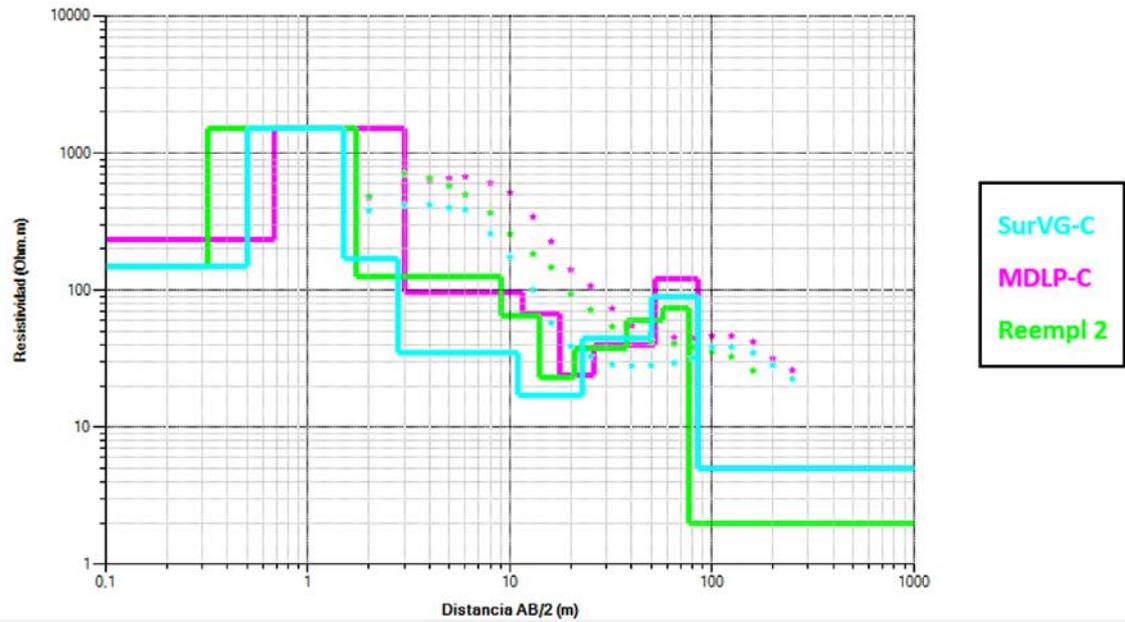


Figura 29. Curvas de resistividad aparente (línea de puntos) y modelos resultantes (línea llena) de tres SEV del grupo A.

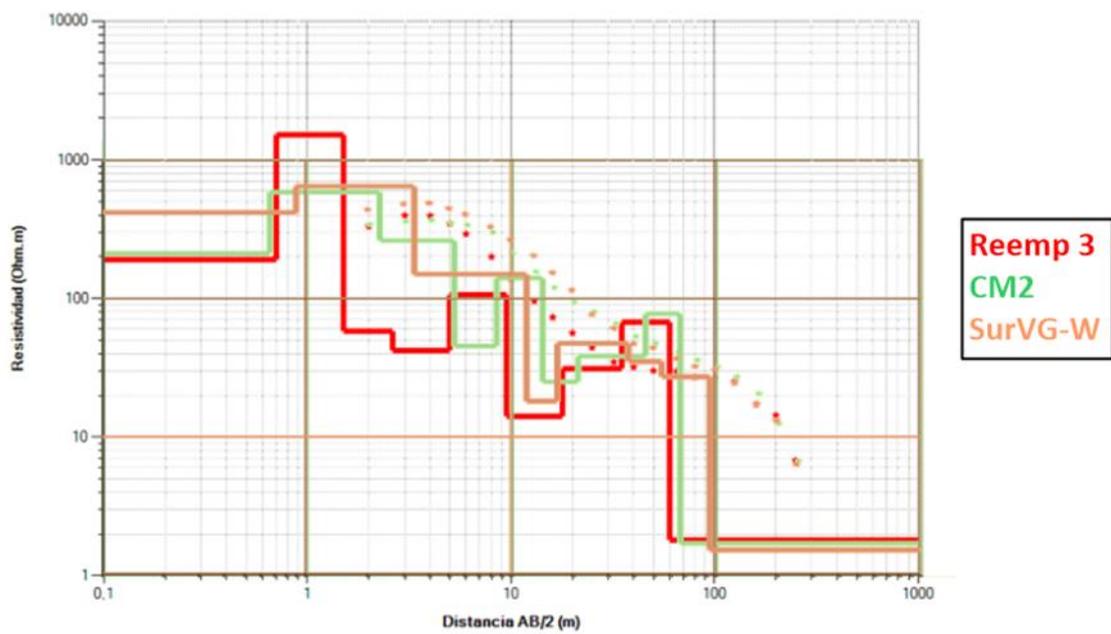


Figura 30. Curvas de resistividad aparente (línea de puntos) y modelos resultantes (línea llena) de los tres SEV restantes del grupo A.

Para el “Grupo B” se muestran las observaciones y el modelo resultante del SEV “Mar de las Pampas - Back Shore”, denominado “M-BS”. En la figura 31 se observa, al igual que en la figura 28, los datos empalmados, la CRV y los datos calculados.

El modelo final consta de 7 electrocapas, la primera con resistividad alta, la segunda continúa teniendo valores altos, aunque mucho menores que la primera, la tercera presenta una resistividad mucho menor a las anteriores, cambiando de 290  $\Omega\cdot m$  a 23  $\Omega\cdot m$ . Las capas siguientes son una sucesión de aumentos seguidos de disminuciones de la resistividad, y una última capa con las mismas características que el caso anterior.

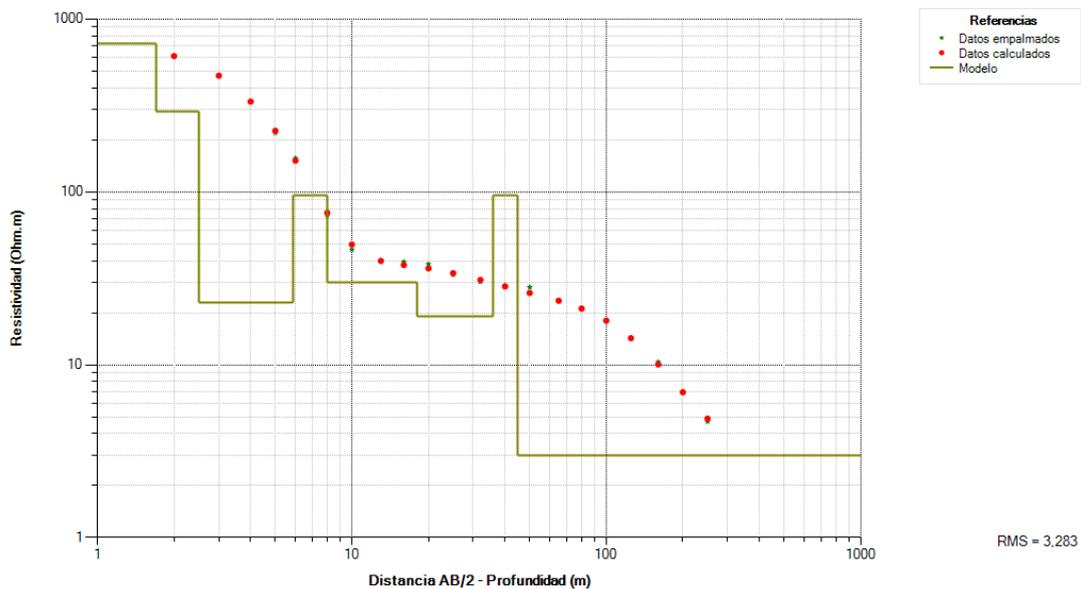


Figura 31. Gráfico logarítmico del SEV “M-BS”.

Profundidad (m)	Resistividad Verdadera ( $\Omega\cdot m$ )
1,7	720
2,5	290
5,9	23
8	95
18	30
36	19
45	95
$\infty$	3

Tabla 7. Valores de resistividad verdadera según profundidad (AB/2) del SEV “M-BS”

Para el resto de los modelos resultantes del grupo B se puede observar en la figura 32, que los modelos (línea llena) de los SEV “MDLP-E” y “MDLP-W” son similares desde los 10 metros de profundidad en adelante, coincidiendo con una mayor similitud de las curvas de resistividad aparente (línea de puntos) a esas distancias AB/2. Además, se observan modelos similares hasta los 2 metros de profundidad para los SEV “MDLP-BS” y “MDLP-W”. En la parte intermedia de los modelos de todos los SEV, no se encuentran similitudes destacables, sin embargo el ajuste logrado fue bueno, con valores de rms% menores a 5.

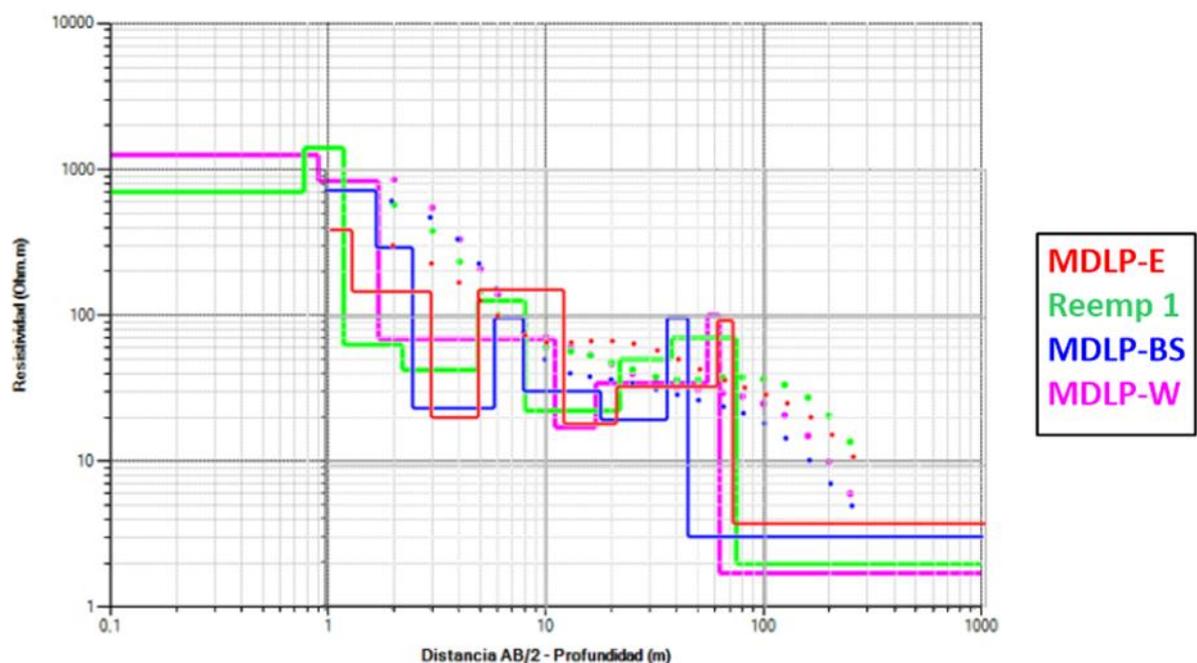


Figura 32.

Para el “Grupo C” se exponen las observaciones y el modelo resultante del SEV “Centro de Villa Gesell-C”, denominado “C-C”. En la figura 33 se observa, al igual que en las figuras 28 y 31, los datos empalmados, la CRV y los datos calculados.

El modelo final consta de 9 electrocapas, la primera de ellas con un valor alto de resistividad seguida de un aumento de la resistividad continuado de un descenso brusco. Continúa la sucesión con un aumento de la resistividad y dos capas donde desciende el valor de ésta, luego, dos

capas donde la resistividad aumenta. La última capa cumple las mismas condiciones que los modelos anteriores.

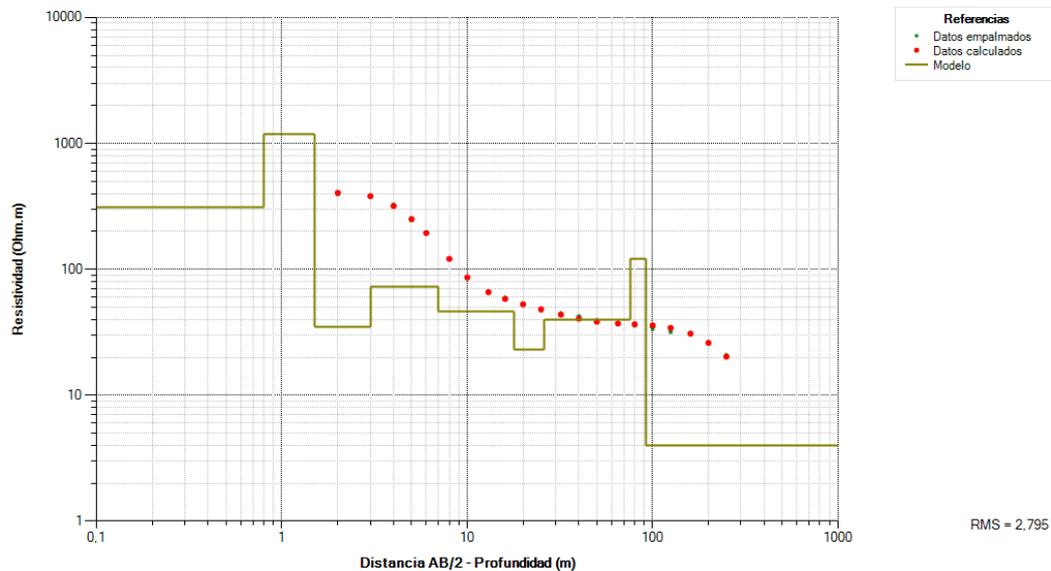


Figura 33. Gráfico logarítmico del SEV “C-C”.

Profundidad (m)	Resistividad Verdadera (Ω.m)
0,8	310
1,5	1180
3	35
7	73
18	46
26	23
76	40
92	120
∞	4

Tabla 8. Valores de resistividad verdadera según profundidad (AB/2) del SEV “C-C”

Para el resto de los modelos resultantes del grupo C mostrados en la figura 34, se observa que los modelos (línea llena) presentan similitudes a una profundidad entre 0.8 y 2 metros para los SEV “NorteVG-C”, “CentroVG-C” y “SurVG-E”; a una profundidad entre 8 y 12 metros, donde se observa una o varias capas seguidas de otra con valores menores de resistividad para todos los SEV del grupo C; y para la profundidad desde los 20 metros, donde se observa la mayor similitud del grupo para los modelos de los SEV “CentroVG-C” y “CentroVG-W”. En

otros sectores los modelos no presentan similitudes destacables, sin embargo el ajuste logrado fue bueno, con valores de rms% menores a 5.

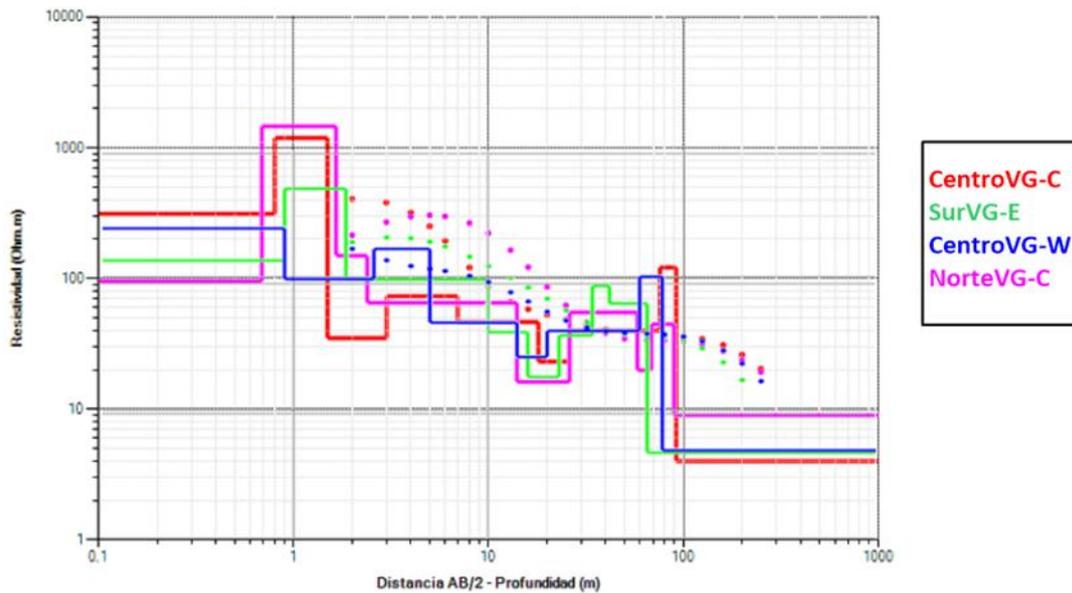


Figura 34.

Para el último grupo, el “Grupo D” se muestran las observaciones y el modelo resultante del SEV “Sur de Villa Gesell–Front Shore”, denominado “S-FS”. En la figura 35 se observa, los datos empalmados, la CRV y los datos calculados.

El modelo final consta de 7 electrocapas con valor de resistividad mucho menor en las primeras capas en comparación con los obtenidos en los demás casos, las últimas capas resultan más similares. La primera capa con resistividad pequeña es seguida de otra aún menor, las dos siguientes a éstas siguen teniendo valores pequeños pero mayores a las dos primeras. Luego la resistividad descende y vuelve a aumentar para tener el valor máximo de la curva. La última capa es igual a los casos anteriormente mencionados.

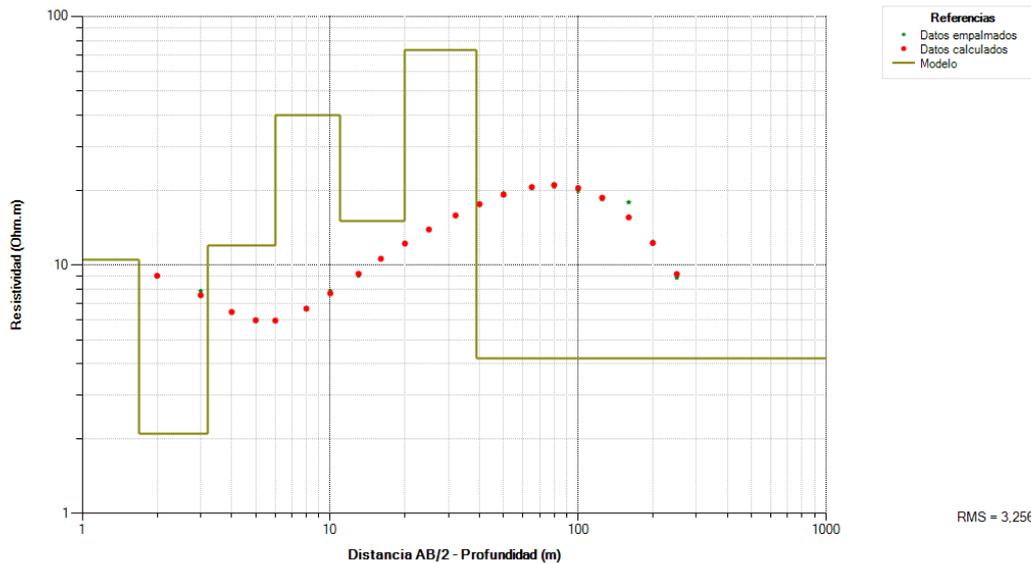


Figura 35. Gráfico logarítmico del SEV “S-FS”.

Profundidad (m)	Resistividad Verdadera (Ω.m)
1,7	10,5
3,2	2,1
6	12
11	40
20	15
39	73
∞	4,2

Tabla 9. Valores de resistividad verdadera según profundidad (AB/2) del SEV “S-FS”

Para el resto de los modelos resultantes del grupo D mostrados en la figura 36, se observa que los modelos (línea llena) no presentan similitudes destacables, sin embargo el ajuste logrado fue bueno, con valores de rms% menores a 5.

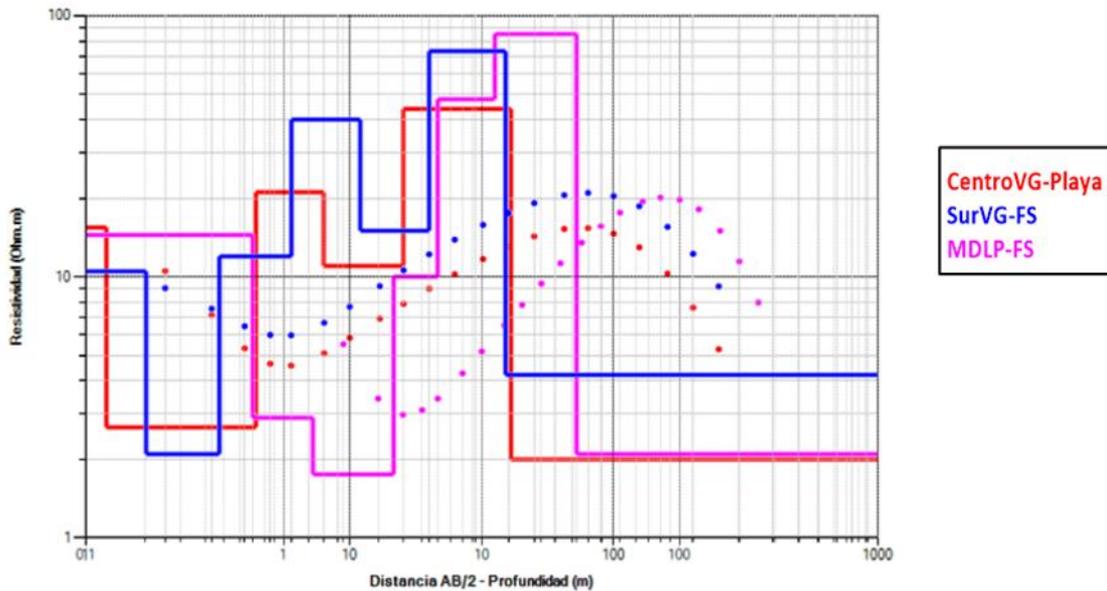


Figura 36.

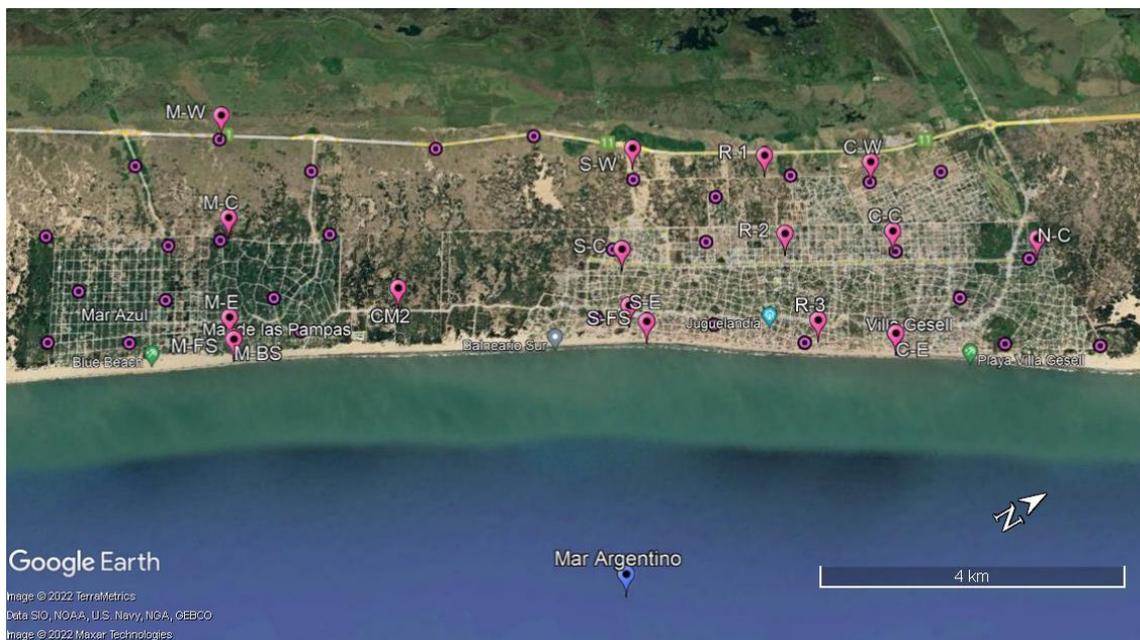
Otro aspecto que se tuvo en cuenta en la interpretación de las curvas fueron los perfiles litológicos de los pozos próximos. Los mismos se usaron como guía para la determinación de las electrocapas y sus rangos de resistividad. Sin embargo, debido a la poca sensibilidad del dispositivo para detectar capas finas en profundidad, el modelo resultante no es una copia fiel de la litología, sino que muestra el comportamiento global de un conjunto de capas. Si luego este conjunto de capas tiene sentido hidrogeológico, podría asociarse en un perfil a las partes de un sistema acuífero.

Además, se consideró la interrelación entre los modelos resultantes, ya que, a pesar de que la zona de estudio cuenta con lentes discontinuas de intercalaciones pelíticas, de arcilla y limo, se podría esperar tener cierta continuidad lateral.

Esta idea se aplicó partiendo de los SEV en los que se conseguían mejores ajustes (entendiendo como mejor ajuste a menores valores de error medio cuadrático porcentual), donde se observaron capas de determinados rangos de resistividad con espesores apreciables, que no aparecían en otros SEV de rms% mayores. Al modificar estos modelos de manera que

tuvieran una capa de dichas características, pero de espesor pequeño (capa que no podría ser observada con el resistivímetro a esa profundidad), se llegó a valores de rms% menores, demostrando la validez del nuevo modelo.

Durante las tareas de campo se midieron los niveles de agua de los freáticos próximos a los SEV (figura 37) por lo que se pudo tener una guía aproximada o un orden de magnitud del espesor de la zona no saturada. Se ajustó el espesor de la zona no saturada con una capa de mayor resistividad. Como se vio en capítulos anteriores, la saturación de agua de baja salinidad, un descenso en la resistividad del sedimento poroso y permeable que la contiene, la cual se supone es el caso gracias a la información provista por pozos con información litológica cercanos, en los mismos se advierte una capa de unos 10 a 15 metros de espesor de arenas de distintas granulometrías. Se llegó a un buen ajuste partiendo de esta hipótesis en el primer segmento de curva.



*Figura 37. Ubicación de los freáticos.*

La información litológica provista por los pozos cercanos a los puntos donde se realizaron los SEV evidencia la existencia de un conjunto de

estratos poco permeables con características acuitardas compuestos de arcillas e intercalaciones de arena con arcilla de espesor variable, entre 5 y 20 metros dispuesto por debajo de la capa de arena que en algunos sectores podía ser arena con intercalaciones de arena fina o arcillas y de una profundidad entre 10 y 20 metros. En todos los modelos de resistividad verdadera de cada curva se encontró una capa de baja resistividad y espesor de algunos metros a una profundidad de no más de 20 metros desde la superficie. El ajuste resultó bueno.

Se esperaba encontrar en los SEV una capa base de muy poca resistividad por dos motivos: la presencia de sedimentos saturados de agua salada (salobre del continente o marina) y/o por la presencia de estratos gruesos profundos de arcillas. En todos los SEV se comprobó la existencia de una última capa muy conductiva dando como resultado un buen ajuste del último tramo de la curva de resistividad aparente observada.

## VIII.2. PERFILES RESULTANTES E INTERPRETACIÓN FINAL

### VIII.2.1. Perfiles

Durante la etapa de procesamiento se graficaron de manera integral los modelos finales de los SEV alineados en varios perfiles para buscar la mejor correspondencia entre SEV adyacentes. Finalmente, se confeccionaron perfiles en sentido NW-SE y SW-NE definitivos para identificar el sistema acuífero de la zona de estudio. Se realizaron un total de 6 perfiles, 4 de ellos perpendiculares a la costa y 2 paralelos a ella. Su ubicación se muestra en la figura 38:



Figura 38. Ubicación de los SEV y los 6 perfiles realizados. En línea celeste “Perfil Mar de las Pampas”; en línea verde “Perfil Las Gaviotas”; en línea roja “Perfil Sur de Villa Gesell”; en línea amarilla “Perfil Reemplazo”; en línea rosa “Perfil Centro de Villa Gesell”; en línea naranja “Perfil Norte de Villa Gesell”.

#### ➤ Perfil “Mar de las Pampas”:

Perfil perpendicular a la costa conformado por los SEV “M-W”, “M-C”, “M-E”, “M-BS” y “M-FS”, en la figura 39 son denominados “MDLP-W”, “MDLP-C”, “MDLP-E”, “MDLP-Playa-BS” y “MDLP-Playa-FS” respectivamente. Se muestra además en la figura 52 del **Anexo 1** el pozo MP 14 a cargo de DiPAC utilizado para la interpretación final.

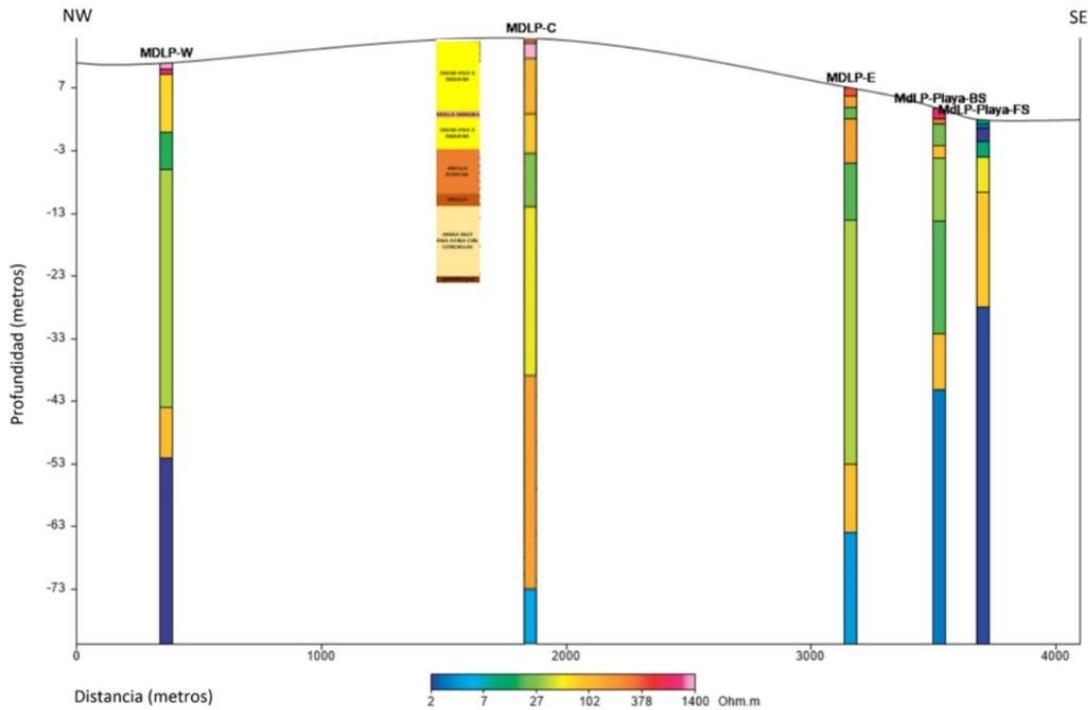


Figura 39. Perfil Mar de las Pampas y pozo MP 14.

➤ **Perfil “Sur de Villa Gesell”:**

Perfil perpendicular a la costa conformado por los SEV “S-W”, “S-C”, “S-E”, “S-FS” que en la figura 40 son denominados “SurVG-W”, “SurVG-C”, “SurVG-E” y “Sur-Playa-FS” respectivamente. Se muestra además el pozo n° 26 a cargo de “Obras Sanitarias Villa Gesell” en la misma figura y en la figura 53 del **Anexo 1**.

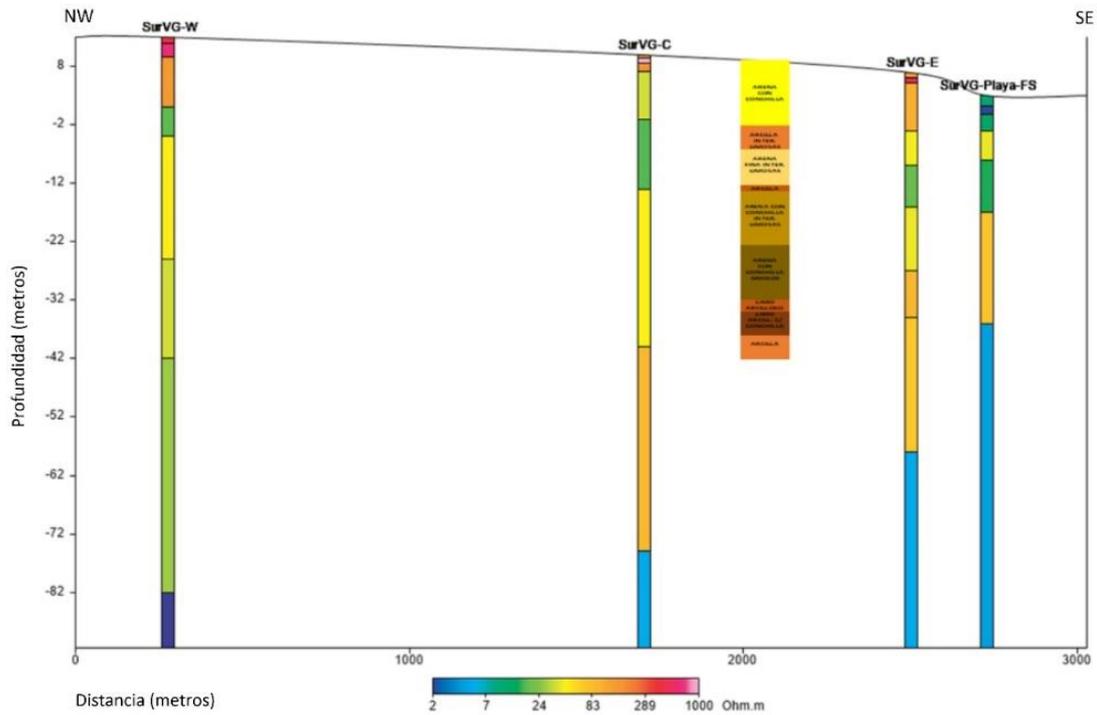


Figura 40. Perfil “Sur de Villa Gesell” y pozo n° 26.

➤ **Perfil “Reemplazo”:**

Perfil perpendicular a la costa conformado por los SEV “R-1”, “R-2” y “R-3” los cuales son denominados en la figura 41 como “Reempl-1”, “Reempl-2” y “Reempl-3” respectivamente. Se muestra además el pozo n° 44 a cargo de “Obras Sanitarias Villa Gesell” en la misma figura y en la figura 54 del **Anexo 1**.

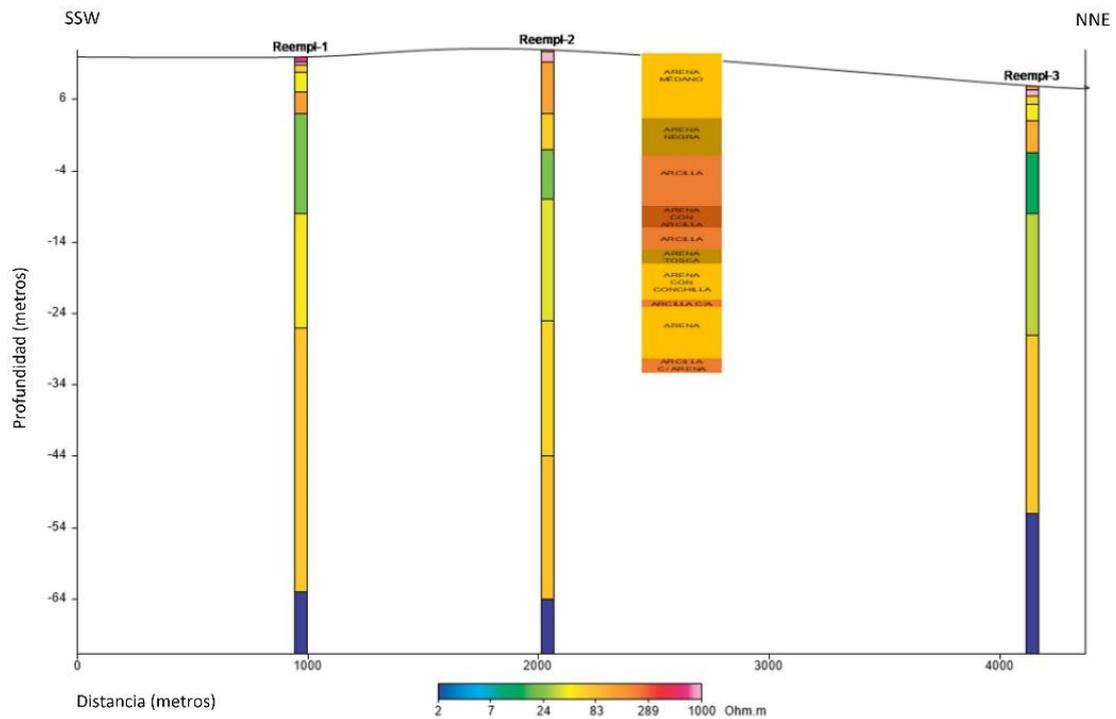


Figura 41. Perfil “Reemplazo” y pozo n° 44.

➤ **Perfil “Centro de Villa Gesell”:**

Perfil perpendicular a la costa conformado por los SEV “C-W”, “C-C” y “C-E” los cuales son denominados en la figura 42 como “CentroVG-W”, “CentroVG-C” y “CentroVG-Playa” respectivamente. Se muestra además el pozo n° 39 a cargo de “Obras Sanitarias Villa Gesell” en la misma figura y en la figura 55 del **Anexo 1**.

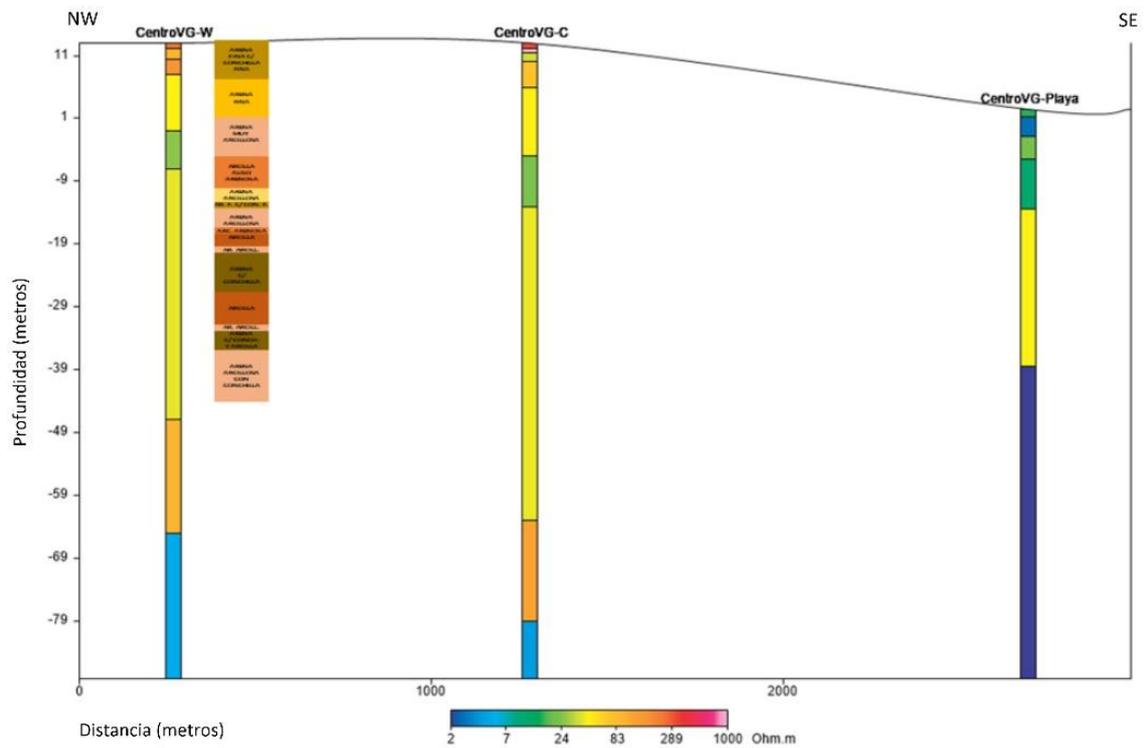


Figura 42. Perfil “Centro de Villa Gesell” y pozo n° 39.

➤ **Perfil “Las Gaviotas”:**

El perfil paralelo a la costa conformado por los SEV “M-E” denominado “MDLP-E”, “CM2” y “S-E” denominado “SurVG-E” se muestra en la figura 43.

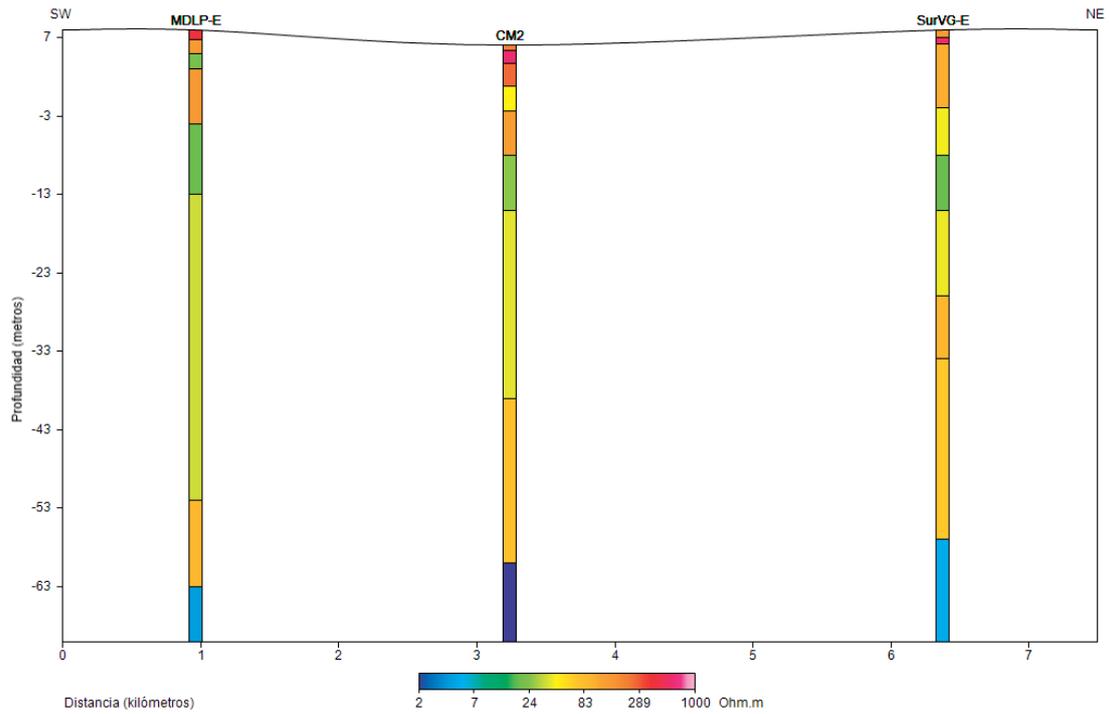


Figura 43. Perfil “Las Gaviotas”.

➤ **Perfil “Norte de Villa Gesell”:**

Perfil paralelo a la costa conformado por los SEV “C-C” y “N-C” denominados en la figura 44 “CentroVG-C” y “NorteVG-C” respectivamente. Se muestra además el pozo n° 10 a cargo de “Obras Sanitarias Villa Gesell” en la misma figura y en la figura 56 del **Anexo 1**.

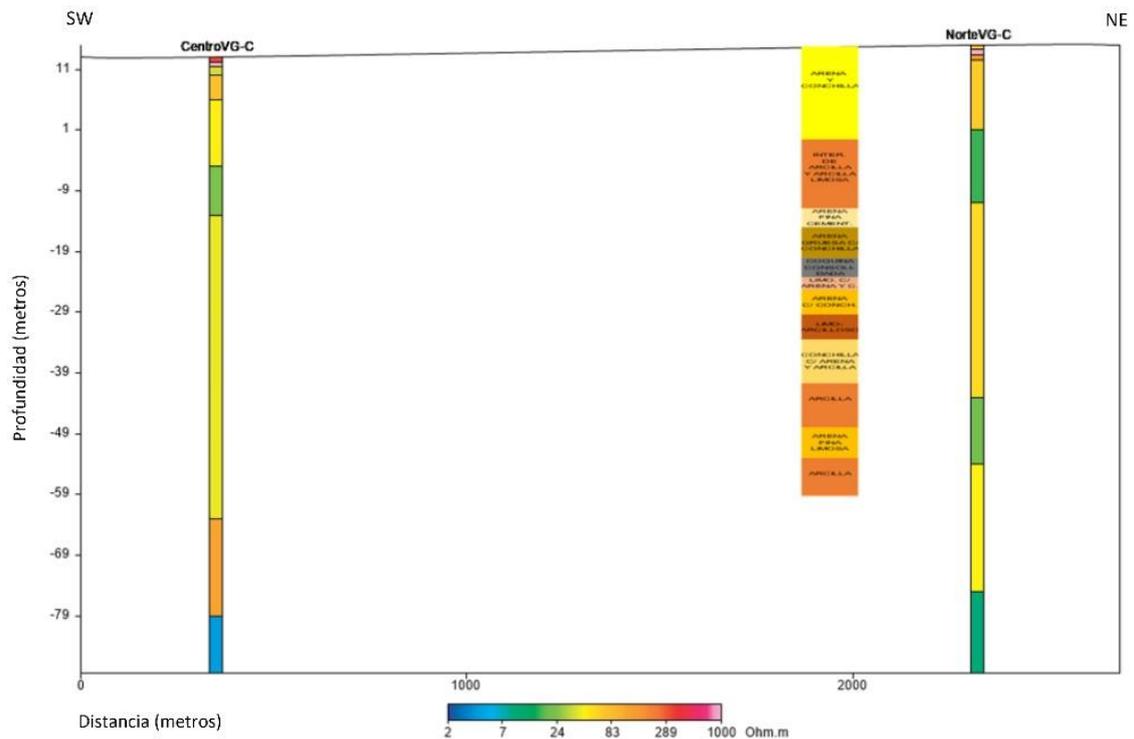


Figura 44. Perfil “Norte de Villa Gesell” y pozo n° 10.

### VIII.2.2. Interpretación

Se puede observar en los perfiles una buena correlación en la cantidad de electrocapas, los rangos de resistividad, profundidades y espesores de cada una. Se observa que las variaciones laterales de resistividad son suaves y es posible correlacionar capas adyacentes.

De la interpretación de los 17 SEV y de su correlación en los perfiles geoelectricos realizados, se observó una distribución particular de zonas hidrogeológicas del sistema acuifero. Se contó además con la información aportada por los perfiles litológicos a cargo de DiPAC y Obras Sanitarias de Villa Gesell.

Hay que tener en cuenta que las capas geoelectricas que fueron definidas en los modelos, no representan capas con litología homogéneas, es decir, que no están conformadas de un único estrato de arena o arcilla, por ejemplo, sino que son un conjunto de intercalaciones de estratos, con una mayoría de niveles de un tipo de material u otro, los cuales, en suma, dan como resultado cierto “homogeneidad eléctrica” al realizar las

mediciones. Esta “homogeneidad eléctrica” tiene origen en la baja resolución del método para diferenciar capas delgadas a dichas profundidades.

En cuanto a la interpretación hidrogeológica se lo consideró, debido al análisis de antecedentes y trabajos realizados en la zona de Pinamar, un acuífero multiunitario que se interconecta de manera vertical a partir de niveles de mayor permeabilidad y que permiten la recarga directa a partir de las lluvias desde la superficie. Si bien puede existir algún tipo de semiconfinamiento a nivel puntual, no se considera que es el caso ya que el subsuelo es el producto de 2 transgresiones y dos regresiones que han dado lugar a un esquema geológico complejo y difícil de comprender aplicando los esquemas hidrogeológicos clásicos de sucesión acuíferos (acuífero freático, semiconfinado, etc).

Finalmente se optó por usar el término hidrofacies, el cual hace referencia al comportamiento hidrogeológico de los sedimentos.

El conjunto de capas más someras y resistivas (entre 235 y 1520  $\Omega$ .m) se consideraron como la **zona no saturada**. El espesor del conjunto de capas es entre 1 y 3 metros. Se trata de un manto de arena seca, mediana a fina en general, con fragmentos de conchilla finamente dividida, muy importante hidrogeológicamente en función a su capacidad de infiltración.

En la zona de playa presente en los perfiles perpendiculares a la costa “Sur de Villa Gesell”, “Centro de Villa Gesell” y “Mar de las Pampas”, en particular en los SEV “M-FS”, “S-FS” y “C-E” se observa la presencia de capas someras de muy poca resistividad, al contrario de los SEV del continente, por lo que se las consideró como una zona saturada de agua salada debido a la influencia directa del mar.

Inmediatamente debajo de la zona no saturada en el continente se halla la **hidrofacie A**, interpretado como una evidente disminución de resistividad de la capa (entre 35 y 155  $\Omega$ .m), la cual, a esa profundidad, según los pozos cercanos, no cambiaba significativamente la litología por

lo que se concluyó que el cambio de resistividad se debe a la presencia de agua en los sedimentos arenosos. De espesor entre 6 y 17 metros, constituido por arenas intercaladas de arcillas, arenas finas y conchillas. Se observan, además, variaciones laterales de resistividad dentro de esta zona en los SEV que constituyen el perfil. Esta variación se atribuye a un cambio en la litología, con una mayor cantidad de sedimento arcilloso o pelítico, que podría considerarse una lente discontinua. Sin embargo, se consideran que son parte de la misma hidrofacies debido a su posición y valores similares de resistividad. Al igual que la zona no saturada, esta sección no se observa en la zona de playa en los SEV "M-FS" y "S-FS" debido a la influencia del mar. En el SEV "C-E" se considera esta influencia del mar, pero con la diferencia de que al haberse realizado lejos de la línea de costa (diferente de los SEV "M-FS" y "S-FS", realizados aproximadamente a 10 metros de la línea de costa) se supone un contacto con una zona saturada de agua de mar.

Por otro lado, se observó que algunos de los niveles freáticos medidos en los pozos cercanos a los SEV (figura 37) no coincidían con el cambio de resistividad, en general la presencia del nivel freático se evidencia con una pendiente negativa pronunciada en la curva de resistividad aparente ocasionada por el gran contraste de resistividades entre ambas zonas). Las razones por las que esto podría suceder es la diferencia topográfica del terreno por lo que unos pocos metros de distancia entre el freatómetro y el SEV podrían ser suficientes para que las profundidades del nivel freático no coincidieran. Por otro lado, en el caso de que la ubicación del freatómetro coincide con la del SEV pero se observa una diferencia entre el espesor de la zona no saturada medido en el pozo y la capa de alta resistividad, se le atribuye a la distribución vertical del agua en el suelo (capítulo V.1.5), ya que el método SEV podría interpretarse como zona saturada a la zona de transición o debido a que en la medición de un freatómetro se rompe el equilibrio natural al hacerse un pozo y solo se encuentran en él dos fases, la zona saturada y la no saturada sin que exista una zona de transición o capilar, de modo que una diferencia en las mediciones resultaría inevitable.

Por debajo de la zona saturada, a una profundidad entre 8 y 18 metros desde la superficie, se observó en todos los SEV una capa de menor resistividad (entre 11 y 30  $\Omega$ .m), de espesor entre 5 y 14 metros, que sería atribuible a una secuencia de arcillas con intercalaciones de arenas finas de baja permeabilidad observada en los pozos de la zona de estudio, con una buena correlación con la litología de los pozos considerados en los perfiles (Pozo n° 10, 26, 44 y MP 14), los cuales muestran una secuencia arcillosa con intercalaciones de arenas finas de baja permeabilidad con variaciones de litología. Esta capa permite la infiltración de agua hacia niveles inferiores permitiendo la recarga autóctona del acuífero. Se la denominó **hidrofacie B**.

En la zona de playa, y en particular en el SEV “MDLP-Playa-FS”, se observó por debajo de la zona influenciada por la presencia del agua del mar una capa de 48  $\Omega$ .m de resistividad. Se la atribuyó a un cambio de litología de la hidrofacie B en el que debido a una mayor cantidad de arenas intercaladas a las arcillas. A partir de los resultados obtenidos se podría suponer que esta capa continúa debajo del mar, y además se encontraría influenciada por el agua salada subterránea.

Debajo de la hidrofacie B, a una profundidad entre 16 y 26 metros desde la superficie, se encuentra un conjunto de capas que presentan, en la mayoría de los SEV, un rango de resistividades de 31 a 55  $\Omega$ .m, constituida de intercalaciones de arcillas y arenas, con un espesor entre 5 y 50 metros. El informe del pozo “MP 14” en la figura 52 del Anexo 1, muestra por debajo de la hidrofacie B, a una profundidad de 26 metros, una capa acuífera, la misma está presente en otros pozos de la zona a profundidades similares, razón por la cual se asoció este conjunto de electrocapas a la **hidrofacie C**. Este sector es el que se utiliza como fuente de agua para consumo urbano.

En el SEV “M-BS”, debajo de la hidrofacie B se observan 2 electrocapas, la primera de 19  $\Omega$ .m de resistividad y la segunda de 95  $\Omega$ .m, y en el SEV “M-FS”, encontramos una capa de 85  $\Omega$ .m. Por la posición en la que se encuentran, se las consideró como parte de la hidrofacie C, y las

variaciones se atribuyeron a variaciones laterales de la litología. En aquellas capas que la resistividad era mayor, se supuso una mayoría de arena y donde la resistividad es menor, de arcillas, pudiendo ser el caso de lentes discontinuas de arcillas de la zona.

Una particularidad se da en el SEV “N-C” del perfil “Norte de Villa Gesell” en el que debajo de esta sección acuífera se encuentra una capa de resistividad baja (20  $\Omega$ .m) que podría asociarse a una lente discontinua de arcillas de baja permeabilidad que se la asignó como hidrofacie B.

Por debajo de esta sección, a una profundidad variable entre 20 y 76 metros de la superficie, se observa otro conjunto de electrocapas de resistividad mayor (entre 60  $\Omega$ .m y 120  $\Omega$ .m), por lo que se supone que está compuesta mayormente por sedimentos arenosos de características acuíferas. De espesor variable según la zona de 8 a 40 metros, se designó como un **hidrofacie D**, también utilizado para consumo.

En el SEV “S-W”, por debajo de la hidrofacie C se observa una capa de 27  $\Omega$ .m de resistividad que por su ubicación, se la consideró parte de la hidrofacie D. El bajo valor de resistividad se lo atribuyó a un cambio de litología con predominancia de arcillas. Lo mismo sucede con el SEV “N-C” el cual presenta una capa de resistividad menor (45  $\Omega$ .m) debajo de la hidrofacie B enunciada.

El mismo está limitado inferiormente por una **capa muy conductiva** (entre 1,7 y 9  $\Omega$ .m) que se presenta en todos los SEV realizados. Esta capa conductiva indica la base de acuífero multiunitario. Se interpreta según la zona en la que se encuentra en la zona de playa como un acuífero de agua salada y en el continente, por como un basamento arcilloso. Este resultado es muy importante para evaluar el espesor de la zona acuífera debido a que ninguna de las perforaciones realizadas hasta el momento alcanzó esta profundidad.

Los perfiles perpendiculares a la costa, particular los perfiles “Mar de las Pampas”, “Sur de Villa Gesell” y “Centro de Villa Gesell” muestran lo que indicaría la presencia de una cuña salina de pendiente muy marcada en

los SEV más cercanos a la playa. En el perfil “Reemplazo” está pendiente no es tan evidente.

Al alejarnos de la zona de playa, en los perfiles “Mar de las Pampas” y “Centro de Villa Gesell” se observa una pendiente diferente con menor profundidad a medida que nos alejamos de la costa. La causa de esto se debería la interfase con el agua salobre del continente. En el resto de los perfiles perpendiculares no se observa este cambio de pendiente.

Se destaca también, la horizontalidad de la capa conductiva observada en los perfiles paralelos a la costa, “Norte de Villa Gesell” y “Las Gaviotas”, que indicaría un contacto litológico. Por el contrario, las pendientes en la zona de playa antes mencionadas, se asocian a una superficie interfacial entre el agua dulce y el agua salada del mar.

Buscando apoyar este análisis, se exponen los valores de resistividad de la base conductiva de cada SEV en la tabla 10, organizados en zonas (desde el oeste hasta la playa):

OESTE	CENTRO	ESTE	BACK SHORE	FRONT SHORE
M-W: 1,7 $\Omega$ .m	M-C: 5 $\Omega$ .m	M-E: 4 $\Omega$ .m	M-BS: 3 $\Omega$ .m	M-FS: 2.1 $\Omega$ .m
		CM2: 1,7 $\Omega$ .m		
S-W: 1,5 $\Omega$ .m	S-C: 5 $\Omega$ .m	S-E: 5 $\Omega$ .m		S-FS: 4.2 $\Omega$ .m
R-1: 2 $\Omega$ .m	R-2: 2 $\Omega$ .m	R-3: 1.8 $\Omega$ .m		
C-W: 5 $\Omega$ .m	C-C: 4 $\Omega$ .m	C-E: 2 $\Omega$ .m		
	N-C: 9 $\Omega$ .m			

*Tabla 10. Valores de resistividad de la capa conductiva en cada SEV ordenados por franjas paralelas al mar.*

Se observa que en los SEV “M-C”, “M-E”, “M-BS” y “M-FS” del perfil “Mar de las Pampas” y los SEV “C-W”, “C-C” y “C-E” del perfil “Centro de Villa Gesell”, que el valor de resistividad de la capa conductiva disminuye a medida que nos acercamos a la playa (desde el oeste al este). La causa de este fenómeno se atribuye a una mayor influencia del agua de mar subterránea.

En los SEV “S-C”, “S-E” y “S-FS” del perfil “Sur de Villa Gesell” se observa la misma relación, sin embargo, el valor de resistividad en la playa es más alto que en los casos anteriores, esto podría deberse a una mayor proporción de arena en la capa. En los SEV “R-2” y “R-3” del perfil “Reemplazo”, también se observa dicha relación, pero en este caso los valores de resistividad son más bajos, lo cual podría indicar una mayor presencia de arcillas teniendo en cuenta, además, que los valores de resistividad de la hidrofacies D, ubicado en el techo de esta capa, son bajos en comparación con otros SEV.

Por otro lado, se observan en los SEV más al oeste, “M-W”, “R-1” y “S-W”, valores de resistividad muy bajos, entre 1,5 y 2  $\Omega$ .m, indicando una mayor influencia del agua salobre del continente. No se da esta situación en el SEV “C-W”, el cual tiene una resistividad más alta, de 5  $\Omega$ .m, por lo que se supone una mayor influencia del agua dulce infiltrada proveniente de niveles superiores. La misma suposición se hace con los SEV del centro “M-C”, “S-C” y “C-C” y del este “M-E” y “S-E” donde se dan los valores más altos de resistividad de la capa (entre 4 y 5  $\Omega$ .m), exceptuando el SEV “N-C”, que tiene un valor de 9  $\Omega$ .m, por lo que podría tratarse de una zona que, además de estar influenciada por el agua dulce infiltrada desde niveles superiores, presente una mayor proporción de arena que den como resultado un valor más alto de resistividad.

Debido a que no se cuenta con datos de perforaciones profundas, no es posible determinar la pendiente de la cuña salina, donde termina ésta y donde comienza el contacto litológico entre la hidrofacies D y la capa conductiva, razón por la cual solo se determina una única capa que actúa como base o límite inferior del acuífero explotable. La litología empleada se muestra en la figura 45 y la interpretación de cada perfil en las figuras 46, 47, 48, 49, 50 y 51.

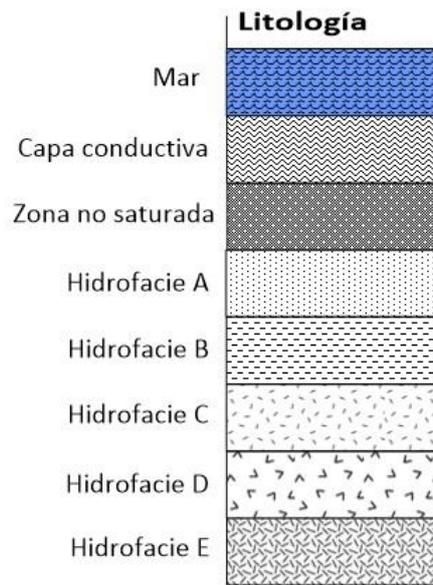


Figura 45. Referencias litológicas.

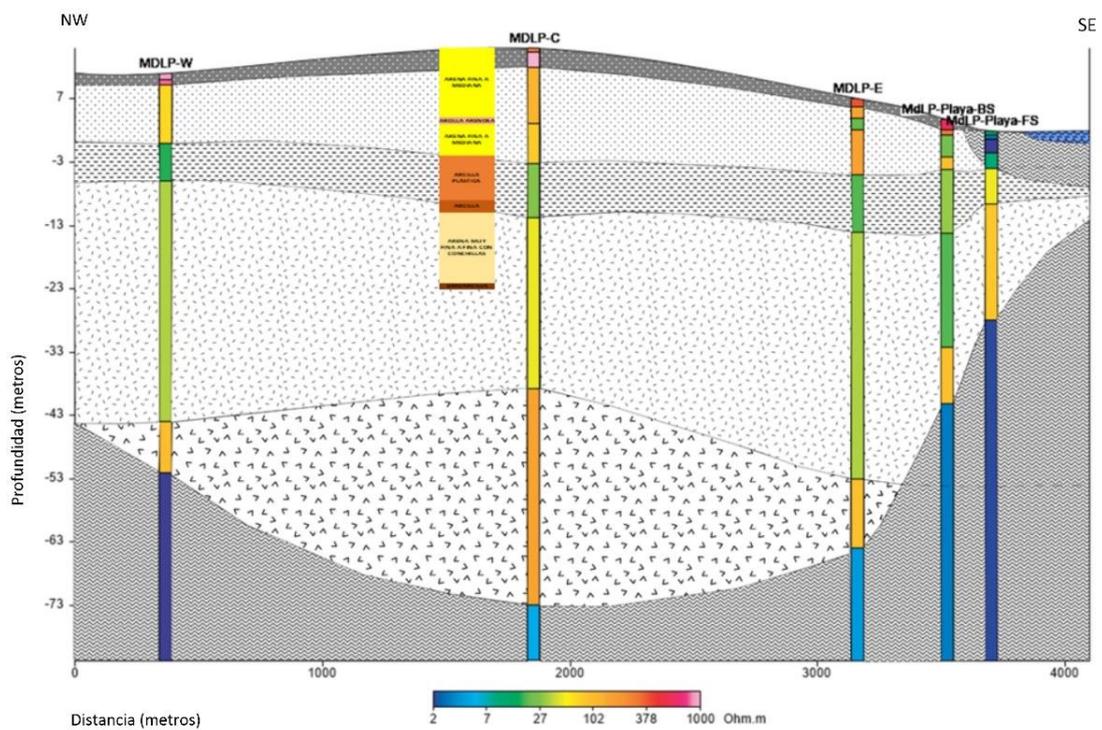


Figura 46. Interpretación del perfil “Mar de las Pampas”.



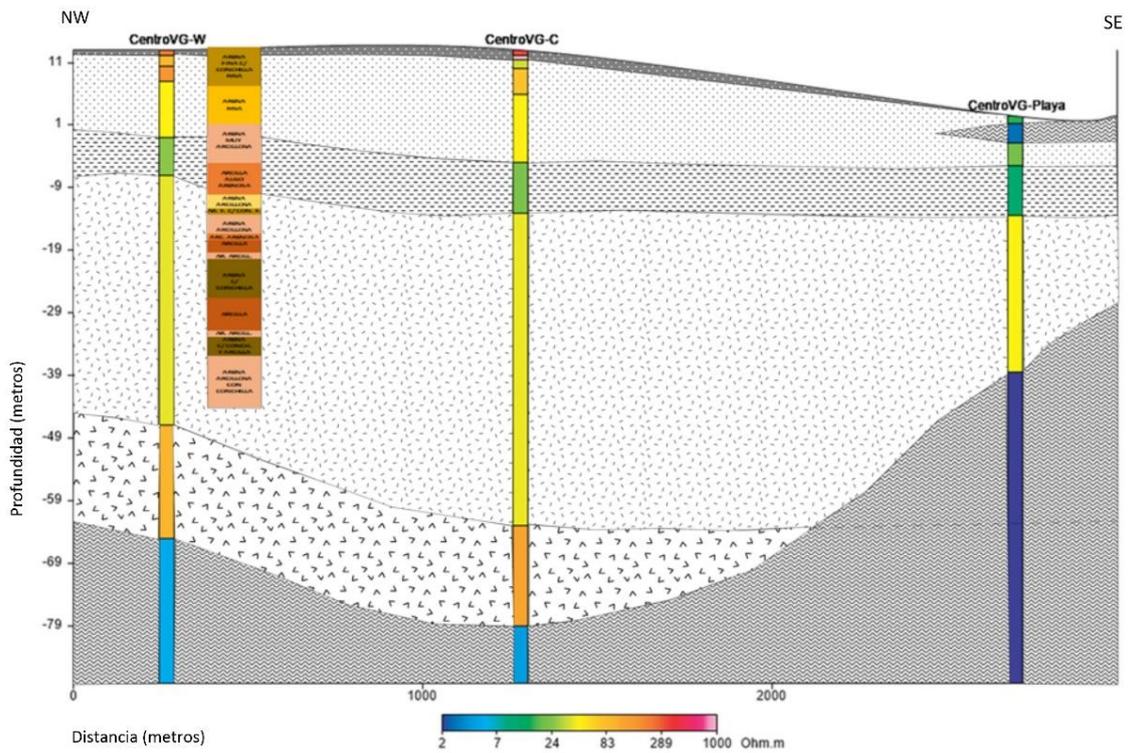


Figura 49. Interpretación del perfil "Centro de Villa Gesell".

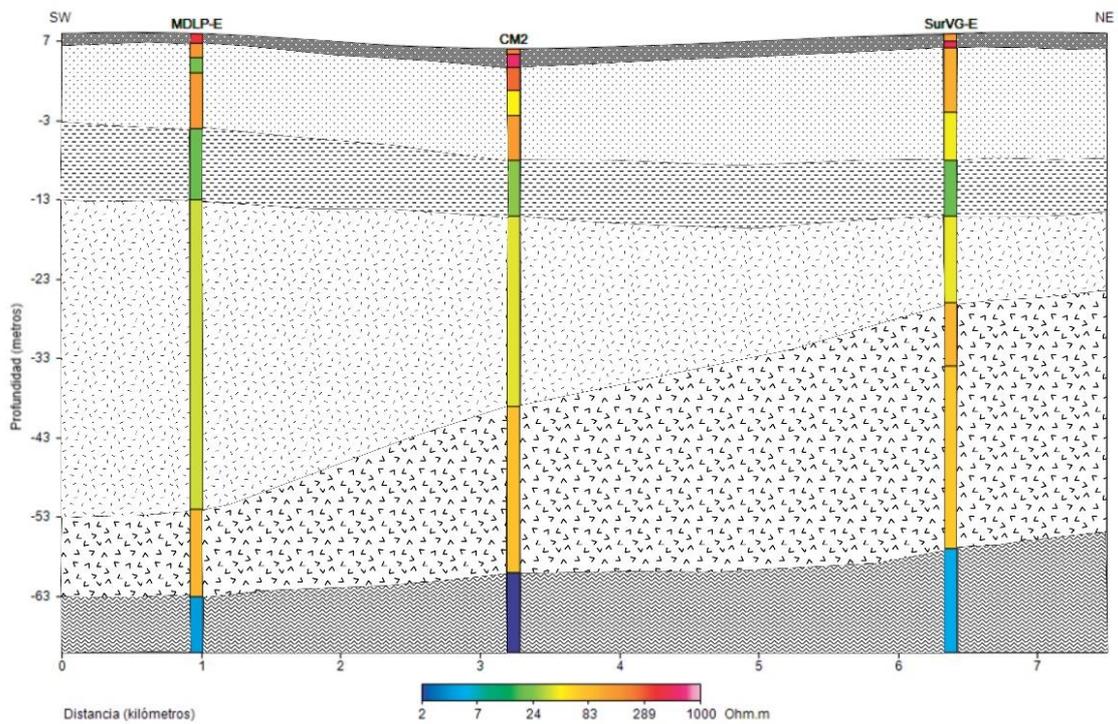


Figura 50. Interpretación del perfil "Las Gaviotas".

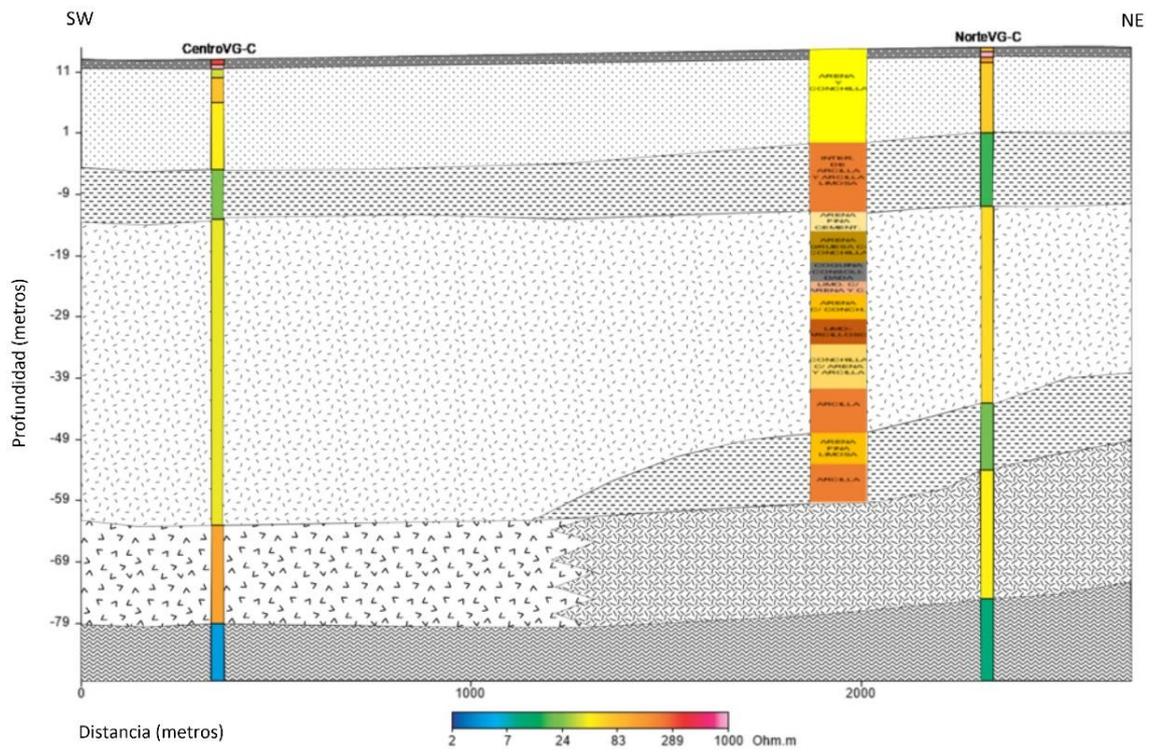


Figura 51. Interpretación del perfil “Norte de Villa Gesell”.

## **IX CONCLUSIONES**

Las localidades balnearias de la provincia de Buenos Aires dependen exclusivamente del acuífero costero para el abastecimiento de la población y el desarrollo de sus actividades productivas. Este consumo se incrementa significativamente durante la época estival debido a la creciente actividad turística. Por estas razones, se reconoce la necesidad de contar con estudios detallados del sistema acuífero en la región para contribuir a un aprovechamiento sustentable de las reservas de agua dulce.

El objetivo de este trabajo es analizar a través sondeos eléctricos verticales las características del acuífero costero en Villa Gesell, e identificar la interface agua dulce y agua salada para contribuir a un mayor entendimiento del comportamiento hidrogeológico del recurso hídrico en la región.

Durante el trabajo de campo se midieron 17 SEV con una longitud de 500 metros del circuito de emisión. Durante la etapa de procesamiento se graficaron de manera integral los modelos finales de los SEV alineados en varios perfiles para buscar la mejor correspondencia entre SEV adyacentes. Finalmente, se confeccionaron perfiles en sentido NW-SE y SW-NE definitivos para identificar la presencia del acuífero multiunitario que se interconecta de manera vertical a partir de niveles de menor y mayor permeabilidad y que permiten la recarga directa a partir de las lluvias desde la superficie. Se pudo reconocer las variaciones en el espesor del mismo y de sus respectivas hidrofacies así como de la intrusión salina.

Se reconoce un espesor de la zona no saturada de 1,18 a 3,4 m, la hidrofacie A de 6,3 a 16,5 metros de espesor, una capa atribuida a la hidrofacie B de baja permeabilidad, con un espesor de 5 a 14 m y las hidrofacies C y D de mayor permeabilidad que se desarrollan entre los 16 m y los 92 m de profundidad.

El espesor de las hidrofacies C y D depende del lugar en donde esté, presentando en general un aumento de espesor hacia el continente. En la zona de playa, el espesor es de 18,4 a 27 metros; en la zona costera del continente es de 42 a 50 metros; en la zona central del área de estudio es de 56 a 66 metros; y en el oeste de la zona de estudio, disminuye levemente el espesor, siendo de 46 a 58 metros, excepto en el sur de Villa Gesell, donde tiene el mayor espesor del acuífero de 78 metros.

En la zona norte de Villa Gesell la base del acuífero de baja resistividad atribuida a la intrusión salina se encontraría a los 90 m de profundidad. En la zona central, se encuentra a 92 m y en el sector sur a 85 m de profundidad. En la localidad de Mar de las Pampas, esta base conductiva se encuentra a 85 m de profundidad.

La identificación de este límite inferior es uno de los mayores aportes de este trabajo, debido a que hasta el momento no se cuenta con perforaciones que alcancen la base del sistema acuífero en la zona de estudio. Esta información es relevante para mejorar los modelos hidrogeológicos, hacer una estimación más precisa de las reservas de agua y proponer una explotación sustentable del recurso hídrico subterráneo.

# X ANEXOS

## X.1. ANEXO 1: POZOS

En esta sección puede verse las coordenadas (tabla 11) y los informes originales de los pozos (figuras 52, 53, 54, 55, 56, 57 y 58) utilizados en la interpretación de los perfiles. La ubicación del resto de los pozos consultados se encuentra en la sección **Antecedentes**.

	LATITUD	LONGITUD	ALTURA
<b>POZO 26</b>	-37.28975°	-56.99886°	7 m
<b>POZO 44</b>	-37.26807°	-56.9883°	13 m
<b>POZO 39</b>	-37.25321°	-56.99052°	15 m
<b>POZO 10</b>	-37.2404°	-56.9687°	12 m
<b>MP 14</b>	-37.32358°	-57.03514°	15 m
<b>POZO 37</b>	-37.25561°	-56.98542°	16 m
<b>MP 4</b>	-37.31511°	-57.02956°	11 m

Tabla 11. Coordenadas de los pozos.

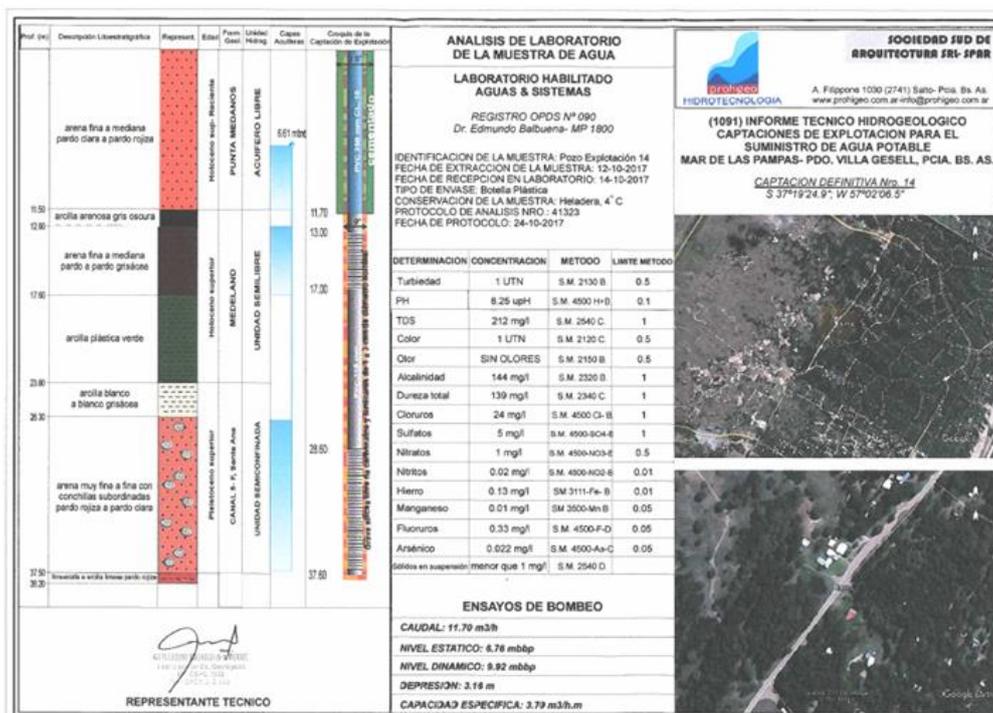


Figura 52. Pozo MP 14. Fuente: DiPAC.

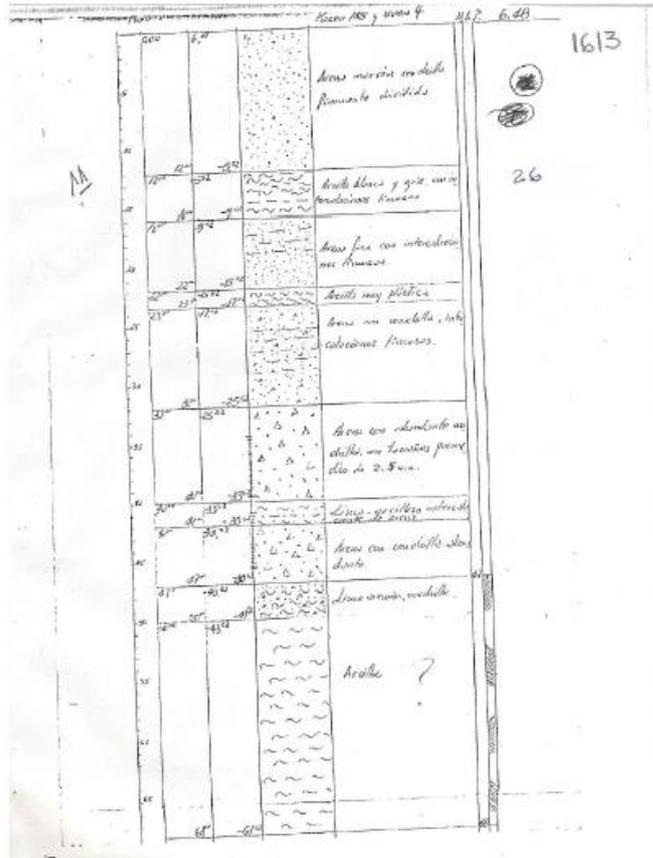


Figura 53. Pozo n° 26. Fuente: Obras Sanitarias Villa Gesell.

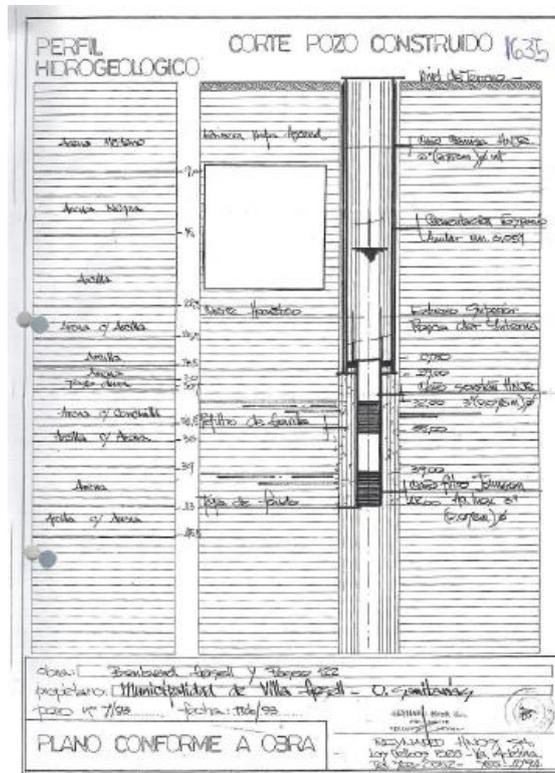


Figura 54. Pozo n° 44. Fuente: Obras Sanitarias Villa Gesell.



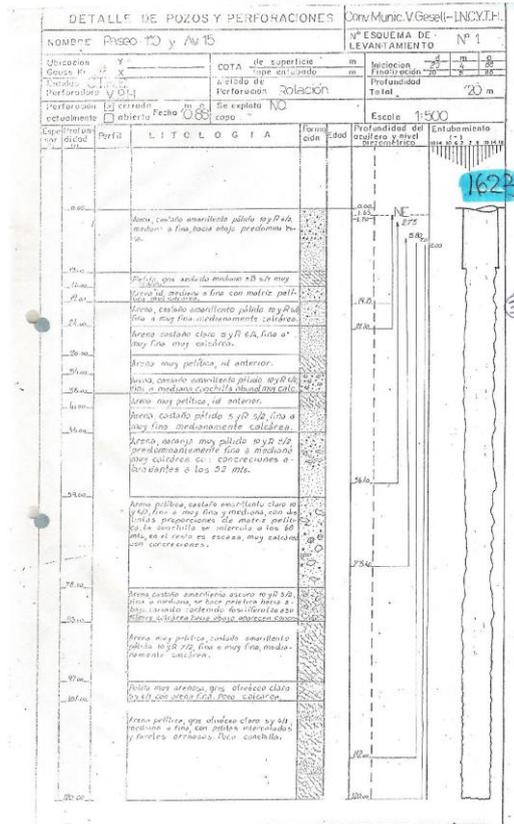


Figura 57. Pozo n° 37. Fuente: Obras Sanitarias Villa Gesell.

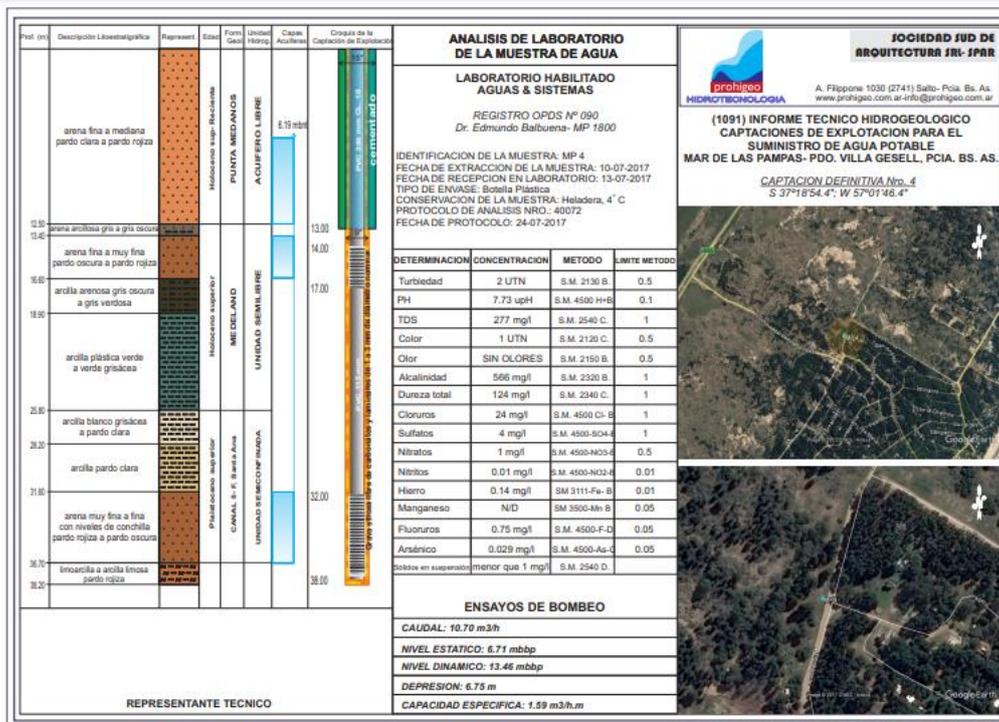


Figura 58. Pozo MP 4. Fuente: DiPAC.

## **XI AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, quiero agradecer a mi director de Tesis, el Dr. Santiago Perdomo por enseñarme y guiarme con sus conocimientos en todas las etapas de este trabajo.

A Romina Merlino, M. Juliana Toledo y Leonardo Sanchez Caro por su trabajo y dedicación en la etapa de adquisición. A Leonardo Sanchez Caro nuevamente por su colaboración en la interpretación hidrogeológica.

A Leandro Rodrigues Capítulo por su colaboración en la interpretación final.

A mis seres queridos y profesores, que me ayudaron en cada instancia de la carrera, y un especial agradecimiento a mi mamá, porque sin ella hubiera sido imposible.

## **XII BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA**

Astier, J. (1975). Geofísica aplicada a la Hidrogeología. Madrid - España: Paraninfo.

Bértola, G. (2002) Modelo sedimentario de la barrera medanosa al norte de Villa Gesell (provincia de Buenos Aires) – de aplicación hidrogeológica. AAS Revista, vol. 9 n° 2: 109-126. Asociación Argentina de Sedimentología.

Calvetty Amboni, B., 2011. Cátedra de Métodos eléctricos de Prospección, apuntes del curso. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP, La Plata, Argentina.

CFI (1990) Consejo Federal de Inversiones. Contribución al mapa geohidrológico de la provincia de Buenos Aires - Zona Central Oriental. San Martín 871 - (1004) - Capital Federal. República Argentina.

Custodio, E., y Llamas, MR. (1983). Hidrología subterránea. Tomo I. 2 ed. Barcelona, España: Omega.

Gonzalez, N. (2005) Los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. 359-374. La Plata.

Hurtado, H. (1988) Prospección hidrogeológica por métodos geoeléctricos en el acuífero de Villa Gesell. Aplicación del programa CORTES. Convenio INCYTH-Municipio de Villa Gesell, Ezeiza, 31.

Isla, F.I., Cortizo, L.C. and Schnack, E.J. (1996) Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires. Quat Sci Rev 15, 8-9, 833-841.

Maillet, (1947), “The fundamental equations of electrical prospecting” Geophysic 12: 529-556.

Nigro, J. Y Perdomo, S. 2016. Desarrollo de software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales Schlumberger. XXVIII Reunión Científica de la AAGG. La Plata, 2016.

Orellana, E. Prospección geoelectrica en corriente continua. Madrid, España. 1982.

Sánchez Caro, I., Carretero, S., Fabiano, M., Laurencena, P., Isla, F. (2020). Variaciones del nivel freático en el acuífero costero de Villa Gesell, Argentina: resultados preliminares. 15° Encuentro Internacional de Ciencias de la Tierra (E-ICES 15). Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA): CABA.

Violante, R. y Parker, G. (1992) Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior – Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires. Rev Asoc Geol Argent 47 (2), 215-228.

Violante, R., Parker, G. y Cavallotto, J. L. (2001) Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la Bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. Rev Asoc Geol Argent, 56 (1), 51-66.

Zhody, A., R. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysys, USA. 54(2): 245-253.