



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química
Centro de Investigación de Métodos Computacionales
Instituto de Investigación en Señales, Sistemas e Inteligencia Computacional

ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA DE CORRELACIÓN ESPACIAL DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN UN ACUÍFERO EN UN ÁREA URBANA DE LLANURA

Agostina María Zucarelli

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado
como parte de los requisitos para la obtención
del grado de
DOCTOR EN INGENIERIA
Mención Recursos Hídricos
de la
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

2025



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química
Centro de Investigación de Métodos Computacionales
Instituto de Investigaciones en Señales, Sistemas e Inteligencia Computacional

ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA DE CORRELACIÓN ESPACIAL DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN UN ACUÍFERO EN UN ÁREA URBANA DE LLANURA

Agostina María Zucarelli

Lugar de Trabajo:

CHyGA - UNL
Centro de Hidrología y Gestión del Agua
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Universidad Nacional del Litoral

Director:

Eduardo Kruse

FCNyM-UNLP

Co-director:

Marcela Perez

CHyGA-UNL

Jurado Evaluador:

Dr. Luis Guarracino
Dra. Mónica Blarasín
Dr. René Abouy

FCAyG-UNLP
FCEfyN-UNRC
Dep. Geología – UNS

CERTIFICACIÓN DEL JURADO DE TESIS Y DEL DIRECTOR Y CO-DIRECTOR DE TESIS

40^{os} CIN

2025 - 40° Aniversario
de la Creación del Consejo
Interuniversitario Nacional



ACTA DE DEFENSA DE TESIS DE DOCTORADO

En la sede de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, a los veintidós días del mes de diciembre del año dos mil veinticinco, se reúnen en forma online sincrónica los miembros del Jurado designado para la evaluación de la Tesis de Doctorado en Ingeniería, Mención Recursos Hídricos, titulada *“Análisis de la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica en un acuífero en un área urbana de llanura.”*, desarrollada por la Ing. Agostina María ZUCARELLI, DNI 36.001.023, bajo la dirección del Dr. Eduardo Kruse y la codirección de la Dra. Marcela Pérez. Ellos son: el Dr. Luis Guarracino, la Dra. Mónica Blarasín, y el Dr. René Albouy.-----

La Presentación oral y defensa de la Tesis se efectúan bajo la modalidad online sincrónica según lo establecido por Resolución CS N° 382/21.

Luego de escuchar la Defensa Pública y de evaluar la Tesis, el Jurado considera:

Que la presentación oral ha sido bien organizada, con buen lenguaje técnico y un apoyo gráfico excelente.

Que el tratamiento de los datos se ha realizado con la metodología adecuada demostrando un buen conocimiento de la zona de estudio, sin embargo, las simulaciones numéricas del flujo validan parcialmente el modelo conceptual.

Por lo tanto, el Jurado aprueba la Tesis con calificación 8 (ocho) Muy Bueno.

Sin más, se da por finalizado el Acto Académico con la firma de los miembros del Jurado al pie de la presente. -----

Dr. Luis Guarracino

Dra. Mónica Blarasín

Dr. René Albouy



Dr. JOSE LUIS MACOR
SECRETARIO DE DEFENSA

Dependencia

Dirección postal

Código postal, Ciudad, Argentina

Teléfono

Correo electrónico

DECLARACION LEGAL DEL AUTOR

Esta Tesis ha sido remitida como parte de los requisitos para la obtención del grado académico Doctorado en Ingeniería Mención Recursos Hídricos ante la Universidad Nacional del Litoral y ha sido depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el reglamento de la mencionada Biblioteca.

Citaciones breves de esta Tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para la citación extendida o para la reproducción parcial o total de ese manuscrito serán concebidos por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

A mi mamá, Selva.

A mi hijo, Facundo.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi profundo agradecimiento a todas las personas que han contribuido de manera significativa a la realización de esta Tesis Doctoral. Este viaje académico ha sido un desafío gratificante, y no habría sido posible sin el apoyo y la colaboración de muchas personas extraordinarias.

En primer lugar, quiero agradecer a mi Director, Dr. Eduardo Kruse y a mi Codirectora, Dra. Marcela Pérez por su guía experta, paciencia y dedicación. Sus consejos y comentarios críticos han sido fundamentales para dar forma a esta investigación y llevarla a su máxima expresión.

La colaboración de la Dra. Mónica D'Elia y la Dra. Marta Paris ha sido de gran importancia; las ideas y conversaciones que tuvimos han enriquecido enormemente mi comprensión del tema y estoy agradecida por la oportunidad que me dieron de aprender y crecer.

A los Ingenieros Carlos Manabella y Ana Fedele por el aporte de datos e información de gran interés.

Mi gratitud se extiende a los docentes y al equipo de Posgrado como a todos los que forman parte de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral por proporcionar los recursos y el ambiente propicio para llevar a cabo esta investigación.

A mis padres Selva y Raúl, a mi hermana Romina y a mi esposo Santiago les agradezco por su amor incondicional, paciencia y aliento constante. *Querida mami: que tu luz siga iluminándome desde donde estes. Te dedico el final de este largo camino que empezamos juntas. Gracias por tu apoyo... siempre.*

A Viviana, Oscar, Silvia, Polo, Rosana, Verónica, Lucía y María Fe que han sido pilares de apoyo emocional y fuente de inspiración, les estoy eternamente agradecida.

ÍNDICE GENERAL

Introducción.....	12
1.1 Contexto general	12
1.2 Fundamentación y motivación	13
1.3 Hipótesis	16
1.4 Objetivos	16
1.5 Organización de la Tesis.....	17
Capítulo 2 Caracterización del área de estudio	19
2.1. Ubicación.....	19
2.2. Clima	20
2.3 Hidrología superficial	22
2.4 Caracterización Hidrogeológica	27
2.4.1 Geología	27
2.4.2 Red de monitoreo de agua subterránea de la ciudad de Santa Fe.....	34
2.4.3 Evolución espacio - temporal de los niveles de agua subterránea	37
2.4.4 Relación hidráulica entre los sedimentos pampeanos y la Fm. Ituzaingó	45
2.4.5 Hidroquímica.....	47
2.5 Cobertura de servicios sanitarios	48
Capítulo 3 Materiales y Métodos.....	52
3.1 Estimación de la conductividad hidráulica.....	52
3.1.1 Ensayo de bombeo.....	52

3.1.2 Ensayos de pulso (slug tests).....	53
3.1.3 Fórmulas empíricas	57
3.1.4 Perfilaje granulométrico porcentual (PGP)	60
3.2 Estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica	63
3.3 Estimación de los valores regionalizados de la conductividad hidráulica ...	64
3.4 Estimación de la recarga al acuífero en la zona de estudio	64
3.5 Implementación del modelo hidrogeológico de flujo	65
<i>Capítulo 4 Estimación de la conductividad hidráulica</i>	<i>67</i>
4.1 Ensayos de bombeo	67
4.2 Slug test	68
4.3 Perfilaje granulométrico porcentual (PGP)	73
4.4. Fórmulas empíricas.....	75
4.5 Validación de los resultados	76
4.6. Base de datos de los valores estimados de conductividad hidráulica	84
<i>Capítulo 5 Estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica</i>	<i>88</i>
5.1 Caracterización estadística univariada de las series de datos.....	88
5.2 Análisis estructural	94
5.2.1 Cálculo de los variogramas experimentales	94
5.2.2 Ajuste de un modelo teórico a los variogramas experimentales	97
5.3 Estimación de la conductividad hidráulica mediante el método de kriging	111
<i>Capítulo 6 Modelación Numérica</i>	<i>114</i>

6.1 Modelo conceptual	114
6.2 Discretización espacial.....	115
6.3 Asignación de parámetros hidráulicos – condición de heterogeneidad	118
6.4 Condiciones iniciales y condiciones de borde	121
6.5 Estimación y asignación de la recarga	122
6.6 Calibración	126
6.7 Representación homogénea del acuífero.....	130
6.8 Simulación de escenarios	131
6.8.1 Escenario 1	132
6.8.2 Escenario 2	134
6.8.3 Escenario 3	136
Capítulo 7 Conclusiones.....	139
Bibliografía	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1.- Ubicación geográfica del área de estudio	19
Figura 2.2.- Precipitación media mensual. Período 1989-2023. Datos de la estación meteorológica CIM.....	21
Figura 2.3.- Distribución de temperaturas medias mensuales. Período 2013-2023. Datos de la estación meteorológica CIM	22
Figura 2.4.- Cuerpos de aguas superficiales que limitan la ciudad de Santa Fe. Ubicación de las estaciones hidrométricas.....	24
Figura 2.5.- Caudales diarios en la sección de control Santa Fe-La Guardia	25
Figura 2.6.- Niveles hidrométricos diarios en la sección de control Santa Fe- La Guardia	25
Figura 2.7.- Niveles hidrométricos diarios. Estaciones Santa Fe-La Guardia, Santo Tomé-INALI y RP N° 70. Período 2008-2018.....	26
Figura 2.8.- Ubicación de las transectas y de los sitios con descripciones litológicas que las componen	29
Figura 2.9.- Transecta A-A'. Dirección oeste-este. Modificado de D'Elia et al. (2011)	30
Figura 2.10.- Transecta B-B'. Dirección oeste-este.....	31
Figura 2.11.- Transecta C-C'. Dirección oeste-este.....	32
Figura 2.12.- Transecta D-D'. Dirección sur-norte	33
Figura 2.13.- Ubicación de los pozos de la red de monitoreo de la ciudad de Santa Fe	35
Figura 2.14.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 1	37
Figura 2.15.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 2	38

Figura 2.16.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 3	39
Figura 2.17.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 4	40
Figura 2.18.- Relación del nivel de agua subterránea en P4 y altura hidrométrica Laguna Setúbal. Modificado de D'Elia et al. 2018	41
Figura 2.19.- Relación del nivel de agua subterránea en P8 y el nivel hidrométrico del río Salado.....	42
Figura 2.20.- Mapa de curvas equipotenciales. Septiembre de 2010. Modificado de D'Elia (2011).....	43
Figura 2.21.- Mapa de curvas equipotenciales. Junio de 2018.....	44
Figura 2.22.- Mapa de curvas equipotenciales. Abril 2016.....	45
Figura 2.23.- Evolución temporal del nivel de agua subterránea en P8 y P9 y registro de precipitaciones	46
Figura 2.24.- Evolución temporal del nivel de agua subterránea en P14 y P15 y registro de precipitaciones	47
Figura 2.25.- Composición isotópica del agua subterránea y del agua de lluvia. Extraída de D'Elia et al., (2011)	48
Figura 2.26.- Área con servicio de agua potable. Año 2022. Extraído de https://www.aguasantafesinas.com.ar	50
Figura 2.27.- Área con red cloacal. Año 2022. Extraído de https://www.aguasantafesinas.com.ar	51
Figura 3.1.- Ubicación de los sitios con ensayo de bombeo.....	53
Figura 3.2.- Realización de los ensayos de pulso	54
Figura 3.3.- Determinación de I_0 para la profundidad 5 a 6 m del pozo D1.....	59
Figura 3.4.- Ejemplo de Perfilaje Granulométrico Porcentual en el pozo testigo D1 ..	61

Figura 3.5.- Gráfico para la determinación de K [cm/s] según composición granulométrica. Modificado de Fili y Kolomi (inédito)	62
Figura 4.1.- Ajuste de curva teórica a los datos de campo utilizando el programa AQTESOLV para la estimación de K según el método de Hvorslev en el pozo P1	70
Figura 4.2.- Ajuste de curva teórica a los datos de campo utilizando el programa AQTESOLV para la estimación de K según el método de Bouwer-Rice en el pozo P1	70
Figura 4.3.- Ubicación de los pozos con información granulométrica.	73
Figura 4.4.- Dispersión de valores de K por el PGP vs Kozeny-Carman.....	80
Figura 4.5.- Dispersión de valores de K por el PGP vs Slitcher.....	80
Figura 4.6.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 1.....	85
Figura 4.7.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 2.....	86
Figura 4.8.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 3.....	87
Figura 5.1.- Histograma de la variable original K [m/día]. Serie 1	90
Figura 5.2.- Histograma de la variable $\log K$. Serie 1	90
Figura 5.3.- Gráfico en Papel Probabilístico Normal de la variable $\log K$. Serie 1.....	91
Figura 5.4.- Histograma de la variable original K [m/día]. Serie 2	92
Figura 5.5.- Histograma de la variable $\log(K)$. Serie 2	93
Figura 5.6.- Gráfico en Papel Probabilístico Normal de la variable $\log(K)$. Serie 2.....	93
Figura 5.7.- Variograma experimental para la variable $\log(K)$. Serie 1.....	95
Figura 5.8.- Variograma experimental para la variable $\log(K)$. Serie 2.....	95
Figura 5.9.- Variogramas direccionales para la Serie 1	96
Figura 5.10.- Variogramas direccionales para la Serie 2.....	97

Figura 5.11.- Comparación de los modelos exponencial, esférico y gaussiano. Extraído de Giraldo (2002)	99
Figura 5.12.- Ajuste de los modelos teóricos al variograma omnidireccional. Serie 1, $\log(K)$	100
Figura 5.13.- Ajuste de los modelos teóricos al variograma omnidireccional. Serie 2, $\log(K)$	101
Figura 5.14.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico exponencial	102
Figura 5.15.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico esférico	103
Figura 5.16.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico gaussiano ...	104
Figura 5.17.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico exponencial	106
Figura 5.18.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico esférico	107
Figura 5.19.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico gaussiano ...	108
Figura 5.20.- Valores de K [m/día] interpolados por kriging ordinario para la Serie 1	112
Figura 5.21.- Valores de K [m/día] interpolados por kriging ordinario para la Serie 2	113
Figura 6.1.- Dominio a modelar	116
Figura 6.2.- Discretización horizontal del área de estudio. Ubicación de la transecta A-A'	117
Figura 6.3.- Discretización vertical del área de estudio en el perfil A-A'	118
Figura 6.4.- Distribución espacial de la conductividad hidráulica en la capa 2 [m/día]	119
Figura 6.5.- Distribución espacial de la conductividad hidráulica en la capa 3 [m/día]	120

Figura 6.6.- Valores iniciales de conductividad hidráulica [m/d] asignados.....	120
Figura 6.7.- Condiciones de borde asignadas	122
Figura 6.8.- Zonificación de la recarga (R) del acuífero en la zona de estudio. Valores de recarga efectiva para Septiembre de 2010	125
Figura 6.9.- Valores de K resultantes de la implementación del módulo PEST de Visual MODFLOW. Valores expresados en [m/día].....	127
Figura 6.10.- Valores observados y simulados. Optimización de los valores de K con el módulo PEST bajo la condición de heterogeneidad.....	128
Figura 6.11.- Mapa de curvas equipotenciales simuladas bajo la condición de heterogeneidad de la conductividad hidráulica	129
Figura 6.12.- Valores observados y simulados. Condición de homogeneidad para la conductividad hidráulica.....	131
Figura 6.16.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 1.....	133
Figura 6.17.- Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 1	134
Figura 6.18.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 2.....	135
Figura 6.19.- Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 2	136
Figura 6.20.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 3.....	137
Figura 6.21.-Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 3	138

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1.- Clasificación hidrológica de los años según las precipitaciones anuales. Período 2009 - 2019	20
Tabla 4.1.- Descensos en función del tiempo para el pozo P1	69
Tabla 4.2.- Resultados obtenidos en las 3 repeticiones de los slug test realizados en cada uno de los pozos seleccionados para aplicar esta técnica	71
Tabla 4.3.- Estimación de las conductividades hidráulicas por el método del Perfilaje Granulométrico Porcentual en las arenas de la Fm. Ituzaingó para el pozo D1.....	74
Tabla 4.4.- Valores de los diámetros representativos d_{10} , d_{20} , d_{50} y d_{60} y C_u para D1	75
Tabla 4.5.- Estimaciones de la conductividad hidráulica empleando el PGP y las ecuaciones empíricas en D1	76
Tabla 4.6.- Valores estimados de conductividad hidráulica por diversos métodos en los sitios con información disponible.....	77
Tabla 4.7.- Matriz de correlación de los distintos métodos granulométricos	79
Tabla 4.8.- Error porcentual entre los valores de conductividad hidráulica estimada con ensayos de bombeo y metodologías granulométricas.....	81
Tabla 4.9.- Errores porcentuales entre los slugs test y las metodologías granulométricas	82
Tabla 5.1.- Modelos teóricos ajustados al variograma omnidireccional para la Serie 1	99
Tabla 5.2.- Modelos teóricos ajustados al variograma omnidireccional de la Serie 2	101
Tabla 6.1.- Recarga media anual [mm]	123
Tabla 6.2.- Porcentaje de recarga respecto a la precipitación anual [%]	124

RESUMEN

Esta tesis doctoral se centra en la caracterización espacial de la conductividad hidráulica y su influencia en la modelación numérica del flujo subterráneo de un sistema hidrogeológico en un área urbana. El área de estudio corresponde al acuífero que subyace a la ciudad de Santa Fe, provincia de Santa Fe, Argentina, emplazada en una llanura sedimentaria que presenta singularidades propias de los sistemas fluviales que la rodean. La investigación se focaliza en las arenas de la Fm. Ituzaingó consideradas como el principal acuífero en explotación de la zona.

El perfil hidroestratigráfica del área de estudio está compuesto por tres unidades principales: la Fm. Paraná, considerada como el hidroapoyo para la presente Tesis; la Fm. Ituzaingó, integrada por arenas y arenas gravosas con marcada heterogeneidad sedimentaria; y los sedimentos pampeanos, de granulometría más fina, que incluyen arenas finas, limos y arcillas de origen eólico.

La conductividad hidráulica de las arenas de la Fm. Ituzaingó fue estimada a partir de la interpretación de datos provenientes de ensayos de bombeo, slug tests y análisis granulométricos. Para representar su estructura de correlación espacial se aplicaron técnicas geoestadísticas, utilizando el método de kriging para obtener los valores regionalizados de este parámetro.

Se desarrolló un modelo conceptual y se implementó un modelo numérico de flujo subterráneo que incorporó dicha estructura de correlación espacial. La calibración del modelo permitió evaluar el impacto de la heterogeneidad en la precisión de la simulación, en comparación con una condición de homogeneidad del parámetro.

El enfoque metodológico propuesto proporciona una herramienta robusta para la caracterización y simulación de acuíferos urbanos, con aplicaciones relevantes en planificación urbana, gestión de recursos hídricos y evaluación de riesgos hídricos.

ABSTRACT

This doctoral dissertation focuses on the spatial characterization of hydraulic conductivity and its influence on the numerical modelling of groundwater flow in an urban aquifer system. The study area corresponds to the city of Santa Fe, province of Santa Fe, Argentina, located in a sedimentary plain with features typical of the surrounding fluvial systems. The research focuses on the sands of the Ituzaingó Formation, considered the main exploited aquifer in the area.

The hydrostratigraphic profile of the study area is composed of three main units: the Paraná Formation, considered as the hydrogeological basement for this study; the Ituzaingó Formation, composed of sands and gravelly sands with marked sedimentary heterogeneity; and pampean sediments of finer granulometry, including fine sands, silts, and clays of aeolian origin.

The hydraulic conductivity of the Ituzaingó Formation sands was estimated based on the interpretation of data from pumping tests, slug tests, and grain-size analyses. Geostatistical techniques were applied to represent its spatial correlation structure, using the kriging method to obtain regionalized values for this parameter.

A conceptual model was developed, and a numerical groundwater flow model was implemented considering this spatial correlation structure. Model calibration allowed the evaluation of the impact of heterogeneity on simulation accuracy, compared to a homogeneous parameter condition.

The proposed methodological approach provides a robust tool for the characterization and simulation of urban aquifers, with relevant applications in urban planning, water resources management, and water risk assessment.

Introducción

1.1 Contexto general

La caracterización hidrogeológica de los sistemas acuíferos en áreas urbanas de llanura plantea desafíos sustanciales, derivados de la interacción entre la complejidad intrínseca del ambiente geológico y las múltiples intervenciones humanas que alteran el entorno subterráneo (Vázquez Suñé et al., 2005; Shanaham, 2009; Howard, 2023). En este contexto, la conductividad hidráulica (K) se constituye en un parámetro fundamental del medio poroso, al condicionar tanto el comportamiento del flujo subterráneo como la confiabilidad de los modelos numéricos utilizados para su simulación (De Marsily, 1986; Samper y Carrera, 1990). La marcada heterogeneidad de este parámetro, intensificada por la variabilidad sedimentaria y la presencia de obras de infraestructura (como redes de agua y cloacas, fundaciones profundas, rellenos sanitarios y enterramientos), introduce una complejidad adicional en su estimación. Ignorar esta variabilidad puede generar errores significativos en la determinación de la velocidad y dirección del escurrimiento subterráneo, comprometiendo la evaluación de flujos de entrada y salida.

La variabilidad espacial de la conductividad hidráulica ha sido ampliamente documentada en la literatura científica. Davis y de Weist (1971) señalaron que la conductividad hidráulica puede variar hasta 9 órdenes de magnitud y que su estimación preliminar depende del conocimiento del tamaño de los sedimentos. Freeze y Cherry (1979) la consideraron como la propiedad natural con mayor rango de variación, mientras que Byers y Stephens (1983) destacaron que la conductividad hidráulica posee una variación de varios órdenes de magnitud incluso dentro de una misma unidad hidroestratigráfica, reflejando procesos sedimentológicos, postdeposicionales y estructurales complejos.

Por lo tanto, describir la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica resulta sumamente complejo, dado el esfuerzo requerido para explorar los medios naturales y captar sus heterogeneidades. No obstante, existen herramientas metodológicas que permiten reflejar estas variaciones y estimar valores coherentes (De Marsily, 1994). Entre ellas, la Geoestadística se destaca como una técnica eficaz, definida como “la aplicación del formalismo de las funciones aleatorias al reconocimiento y estimación de los fenómenos naturales” (Matheron, 1965), o simplemente como “el estudio de las variables numéricas distribuidas en el espacio”

(Chauvet, 1993). Representar adecuadamente este parámetro es esencial si se pretende utilizarlo en modelos hidrogeológicos, ya que de ello depende la confiabilidad de las simulaciones y, en consecuencia, la toma de decisiones en la gestión de los recursos hídricos subterráneos (Samper y Carrera, 1990; Carrera y Vázquez-Suñé, 2008).

1.2 Fundamentación y motivación

La principal dificultad que existe en la estimación de la conductividad hidráulica radica en la diversidad de metodologías existentes y en la escala para su evaluación. Por lo general, las mediciones disponibles son escasas, en algunos casos costosas, en otras impracticables y en la mayoría sólo se logra representar puntos muy limitados del área que se quiere estudiar o que pueden llegar a tener una representatividad localmente acotada.

Es por ello por lo que en esta investigación se ha recurrido a aplicar procedimientos metodológicos que permitieron estimar los valores de conductividad hidráulica, evaluar su comportamiento espacial y analizar la influencia de su heterogeneidad en la modelación del flujo subterráneo, utilizando herramientas hidrogeológicas, y computacionales que permitieron integrar información litológica, hidráulica y espacial.

Los métodos de campo, como los ensayos de bombeo o slug tests, permiten obtener información que representa mayores volúmenes del acuífero, pero que no deja de ser local. Estudios recientes subrayan que estas limitaciones hacen necesaria la incorporación de metodologías que complementen a los ensayos de campo (Noori et al., 2023; Águila y Figueroa, 2023). Entre ellas se destacan aquellas que emplean propiedades granulométricas y litológicas del perfil estratigráfico, las cuales permiten ampliar la cobertura espacial de las estimaciones de conductividad hidráulica a menor costo (Zhang y Schaap, 2019).

Dada la heterogeneidad inherente a este parámetro, con el pasar de los años, se han consolidado diferentes enfoques para representarla, los cuales pueden agruparse, en términos generales, en dos grandes categorías: la zonificación determinista y la modelación estocástica mediante geoestadística. El primero consiste en subdividir el dominio de estudio en unidades hidroestratigráficas o zonas homogéneas a las que se les asigna un valor promedio de conductividad hidráulica. Estas zonas pueden delimitarse según criterios litológicos, geomorfológicos o administrativos, y la asignación de los valores suele provenir de ensayos de campo, laboratorio, valores bibliográficos o juicio experto (Bastin y Duque, 1981; Zheng y Bennett, 2002; Haitjema, 2006). Ejemplos del enfoque de zonificación determinista son el

modelo del acuífero del Valle Central de Chile desarrollado por Foster y Garduño (2006), donde se asignaron valores promedio de conductividad hidráulica a unidades hidrogeológicas delimitadas a partir de cartografía geológica. En la región, un caso destacado es el modelo del Sistema Acuífero Guaraní, desarrollado en el marco del Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Acuífero Guaraní (PSAG) (Consortio GCI-SAG, 2005; OEA, 2007).

Sin embargo, la principal limitación de la zonificación determinista es que no permite capturar adecuadamente las transiciones graduales, la anisotropía ni la continuidad espacial de los parámetros hidráulicos. En medios naturalmente heterogéneos, como el área de estudio de esta Tesis, esta simplificación puede conducir a errores significativos en la estimación del flujo. En contraposición, el enfoque basado en la modelación estocástica trata a la conductividad hidráulica como una variable regionalizada, es decir, como una propiedad espacialmente distribuida y correlacionada, cuyo valor en un punto del dominio depende de los valores vecinos (Journel y Huijbregts, 1978; De Marsily, 1986; Samper y Carrera, 1990).

Este enfoque utiliza herramientas de la geoestadística, como el kriging, que permiten generar mapas de conductividad hidráulica consistentes con las mediciones disponibles y con una estructura espacial definida mediante el variograma experimental y su posterior ajuste a un modelo teórico (Gómez-Hernández y Wen, 1998; Rubin, 2003; Chiles y Delfiner, 2012).

Ambos enfoques tienen ventajas y limitaciones, y su elección depende del objetivo del estudio, la disponibilidad y resolución de los datos, y la escala espacial considerada (Koltermann y Gorelick, 1996). No obstante, en entornos urbanos complejos y heterogéneos, la modelación estocástica permite una representación más precisa de la estructura del medio poroso (Carrera, 2003; Shuster et al., 2021).

Como se describe a continuación, en la bibliografía internacional, distintos autores tratan el tema de la identificación de la estructura espacial de los parámetros hidrogeológicos, particularmente la conductividad hidráulica, y cómo incide en la representación del flujo de agua subterránea.

Carrasco Jocopec (2021) analizó la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica y su impacto en la modelación. Aplicó la técnica de kriging para interpolar los valores de conductividad hidráulica y evaluó cómo la incorporación de esta variabilidad regionalizada mejoraba la representación de los gradientes hidráulicos en modelos numéricos.

El Idrisy y De Smedt, (2007) compararon tres métodos para estimar la conductividad hidráulica del acuífero Trifa (Marruecos) aplicando la geoestadística para obtener los patrones de conductividad hidráulica a través del método del kriging y el cokriging y reconocer la incidencia en el flujo de agua subterránea.

Singh y Ghosh (2022) implementaron el modelo MODFLOW para analizar el impacto del bombeo intensivo sobre los niveles freáticos en Cachar (India), considerando la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica mediante geoestadística.

Pardo-Igúzquiza et al. (2023) demostraron cómo la combinación geoestadística de diferentes fuentes de información, como datos de transmisividad obtenidos de ensayos de bombeo, de transmisividad derivados de información litológica de perforaciones y datos piezométricos, puede mejorar la definición del mapa de transmisividad de un acuífero. Utilizando metodologías como kriging ordinario, co-kriging ordinario y el problema inverso, los autores validaron los resultados mediante estadísticas de desempeño, mostrando que la combinación de estas fuentes de datos mejora la estimación del campo de transmisividades y, por ende, la precisión de los modelos de flujo de agua subterránea.

En el país, Köhn et al. (2000) realizaron una caracterización hidrogeológica del acuífero libre de Santa Rosa, La Pampa, aplicando kriging a datos de conductividad hidráulica obtenidos en campo para generar mapas espaciales que sirvieron como base en la calibración de modelos numéricos. Por su parte, Zabala y Varni (2006) trabajaron en la cuenca del arroyo El Pescado, donde aplicaron kriging ordinario a datos de ensayos de conductividad hidráulica y utilizaron la regionalización obtenida en la modelación de flujo con MODFLOW, mejorando la representación de la interacción río-acuífero.

En el caso particular del área seleccionada para realizar esta investigación, el acuífero que subyace la ciudad de Santa Fe (Argentina), conformado por depósitos aluviales, se requiere contar con una representación de la conductividad hidráulica tal que al realizar la simulación de este acuífero se logre reproducir su comportamiento de la manera más fiel posible.

En este contexto, un aspecto clave de esta investigación lo constituye la complejidad inherente a la estimación de la conductividad hidráulica. Asimismo, se busca aportar al conocimiento sobre la representación de la heterogeneidad espacial de este parámetro en un acuífero que subyace a un área urbana en donde los depósitos aluviales presentes confieren al sistema hidrogeológico una marcada variabilidad. La incorporación de técnicas geoestadísticas

y de metodologías basadas en el tamaño del sedimento constituye una oportunidad para mejorar la calidad de los modelos numéricos de flujo en áreas donde los recursos disponibles para ensayos de campo son limitados. En este sentido, surge como desafío la integración de la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica en la modelación hidrogeológica, en un entorno urbano de llanura.

1.3 Hipótesis

La consideración de la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica genera diferencias significativas en los patrones de flujo modelado frente a una representación homogénea del acuífero.

1.4 Objetivos

A partir de la hipótesis planteada, el **objetivo general** de esta Tesis Doctoral propone analizar el efecto que produce la condición de heterogeneidad de la conductividad hidráulica en la modelación numérica del flujo de aguas subterráneas, como soporte para la simulación del funcionamiento del acuífero que subyace a la ciudad de Santa Fe.

Para dar cumplimiento a este objetivo general, se formulan como **objetivos específicos**:

- a) Evaluar la estructura de variación espacial de la conductividad hidráulica en el área de estudio
- b) Definir las ventajas, inconvenientes y/o limitaciones que conlleva su consideración en la implementación de un modelo numérico en un acuífero alojado en un entorno urbano de llanura.

Sobre la base de la hipótesis y los objetivos, esta Tesis se centró en demostrar cuantitativamente cómo la forma de representar la heterogeneidad de la conductividad hidráulica influye en el proceso de modelación del acuífero en estudio.

Un aspecto fundamental fue la consideración tanto de la heterogeneidad espacial como de la anisotropía de la conductividad hidráulica. Esta consideración permitió una caracterización más realista del sistema acuífero, especialmente en un contexto complejo como el estudiado.

1.5 Organización de la Tesis

La Tesis fue organizada en los siguientes capítulos:

Capítulo 1: Introducción

Se presentó un contexto general, la motivación, la hipótesis, los objetivos y la organización de la Tesis.

Capítulo 2: Caracterización del área de estudio

Se presenta la ubicación del área de estudio, junto con las caracterizaciones climática, hidrológica superficial e hidrogeológica, así como la cobertura de servicios sanitarios.

Capítulo 3: Materiales y métodos

Se detalla la metodología aplicada para la estimación de la conductividad hidráulica, se exponen los procedimientos empleados para analizar la estructura de correlación espacial de este parámetro y estimar sus valores regionalizados. Además, se describe el método utilizado para la estimación de la recarga al acuífero, la información empleada para la definición del modelo conceptual y las etapas para la implementación del modelo hidrogeológico de flujo.

Capítulo 4: Estimación de la conductividad hidráulica

Se presentan los resultados de la estimación de la conductividad hidráulica obtenidos mediante los diferentes métodos aplicados y la validación de los mismos.

Capítulo 5: Estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica

Se analiza la estructura de correlación espacial de este parámetro y se define el modelo teórico de variograma que va a permitir estimar sus valores en sitios donde no ha sido evaluada.

Capítulo 6: Modelación numérica

Sobre la base del modelo conceptual se implementa un modelo de flujo en estado estacionario que permite representar y predecir el comportamiento del acuífero en una fecha determinada. Se comparan los resultados de este modelo con el que se obtuvo al considerar la condición de homogeneidad. Se simulan tres escenarios viables considerando eventos hidrometeorológicos extremos.

Capítulo 7: Conclusiones

Se presentan las conclusiones derivadas del desarrollo de la investigación. Se analiza el grado de cumplimiento del objetivo general y de los objetivos específicos, lo que permite valorar la validez de la hipótesis formulada.

Capítulo 2 Caracterización del área de estudio

2.1. Ubicación

El área de estudio comprende una porción del ejido urbano de la ciudad de Santa Fe, capital de la provincia de Santa Fe, Argentina que se ubica geográficamente entre $31^{\circ} 34'$ - $31^{\circ} 40'$ de latitud sur y $60^{\circ} 42'$ - $60^{\circ} 43'$ de longitud oeste. Abarca una superficie aproximada de 70 km². El área está delimitada al norte por la calle Facundo Quiroga (límite municipal), al sur por la Av. Circunvalación de Santa Fe y hacia el oeste y este, por el río Salado y la Laguna Setúbal, respectivamente (Figura 2.1).

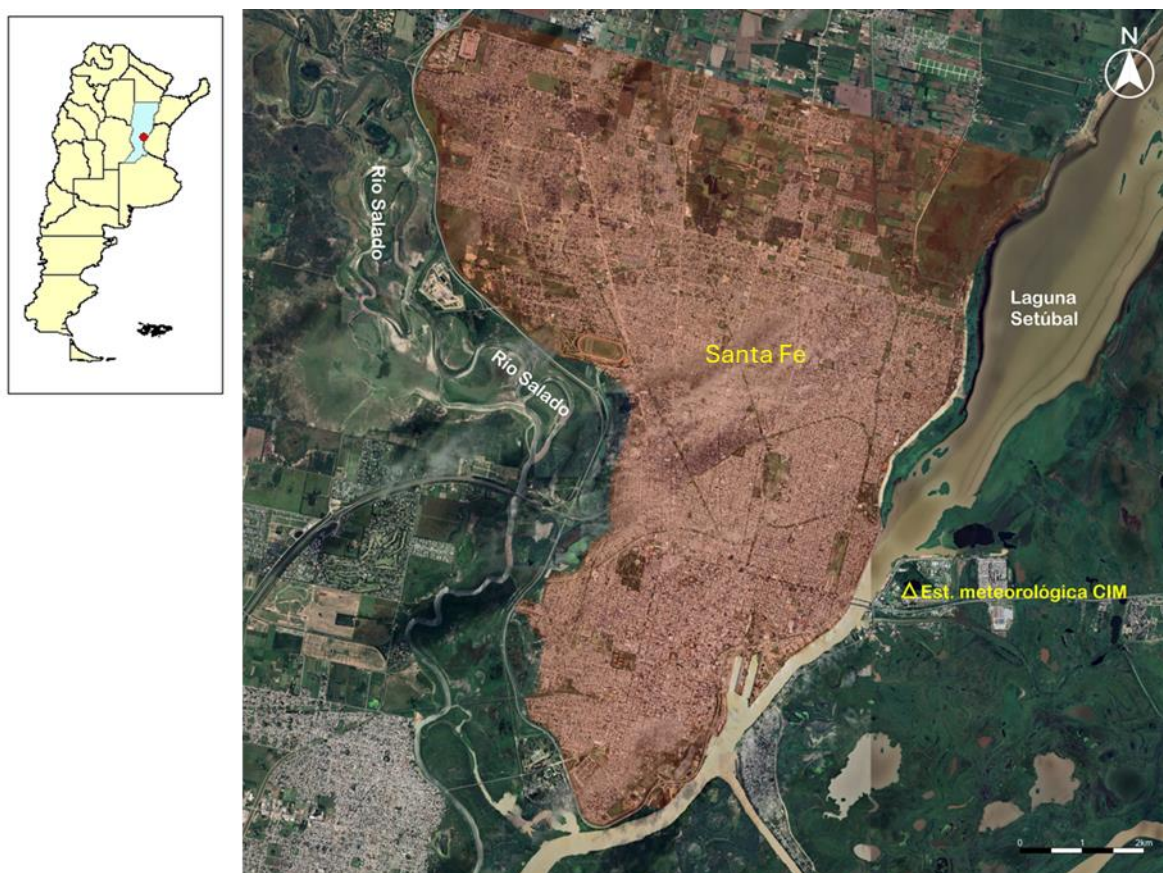


Figura 2.1.- Ubicación geográfica del área de estudio

Estos cuerpos de agua, perteneciente al sistema fluvial del río Paraná, condicionaron la expansión urbana de la ciudad hacia el norte. Asimismo, la naturaleza menos caudalosa del río Salado en comparación a la del río Paraná contribuyeron a la ocupación de zonas vulnerables hacia el oeste (Paoli, 2008).

El desarrollo urbano producido ha configurado un territorio susceptible a fenómenos hidrometeorológicos cuya frecuencia e intensidad han aumentado debido a las variaciones climáticas. La topografía de la ciudad muestra sus puntos más altos en cotas de 20 m s.n.m. (cota IGN), mientras que las máximas crecidas de los ríos Paraná y Salado han alcanzado cotas de entre 16 a 17 m. Una gran parte de la ciudad se encuentra por debajo de estas cotas históricas y aún por debajo de las cotas correspondientes a crecidas hipotéticas de mayor recurrencia (Paoli et al., 2021).

2.2. Clima

Para la caracterización climática se emplearon los datos de precipitación y temperatura provenientes de la estación del Centro de Informaciones Meteorológicas (CIM) de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas ubicada a 31°38'28,17"S y 60°40'25,46"O (Figura 2.1). El período analizado comprende los registros que van desde el año 1989 al año 2023. Los datos que proporciona esta estación, homologada por el Servicio Meteorológico Nacional, se consideran confiables y sus registros completos con mediciones a paso diario.

La precipitación media anual en el período analizado es 1096 mm. El rango de valores oscila entre 670 mm (año 2008) y 1613 mm (año 2000).

La Tabla 2.1 presenta la clasificación hidrológica de los años en función de los montos de precipitaciones anuales (Heras, 1972). El período seleccionado para la confección de esta tabla abarca los años de registro en los cuales se cuenta con registros de niveles de agua subterránea (2009 a 2019). En ella se puede observar la alternancia de años muy húmedos hasta muy secos que se produjeron en este período.

*Tabla 2.1.- Clasificación hidrológica de los años según las precipitaciones anuales.
Período 2009 - 2019*

Año	Panual [mm]	Clasificación hidrológica
2009	1489,10	Muy húmedo
2010	999,75	Normal
2011	1100,25	Normal
2012	1307,85	Húmedo
2013	1222,90	Normal
2014	1263,70	Húmedo
2015	943,90	Seco
2016	1431,60	Muy húmedo

Año	Panual [mm]	Clasificación hidrológica
2017	879,25	Seco
2018	799,00	Muy seco
2019	1161,00	Normal

Si se considera el período 1989-2023, la precipitación media mensual para un año hidrológico es la que se presenta en la Figura 2.2. El régimen pluvial para la serie corresponde a una distribución con valores máximos en los meses de noviembre a abril, con montos que superan los 120 mm mensuales, en tanto que los mínimos ocurren en junio-julio-agosto encontrándose en el orden de los 27 mm. La precipitación media mensual es de 94 mm.

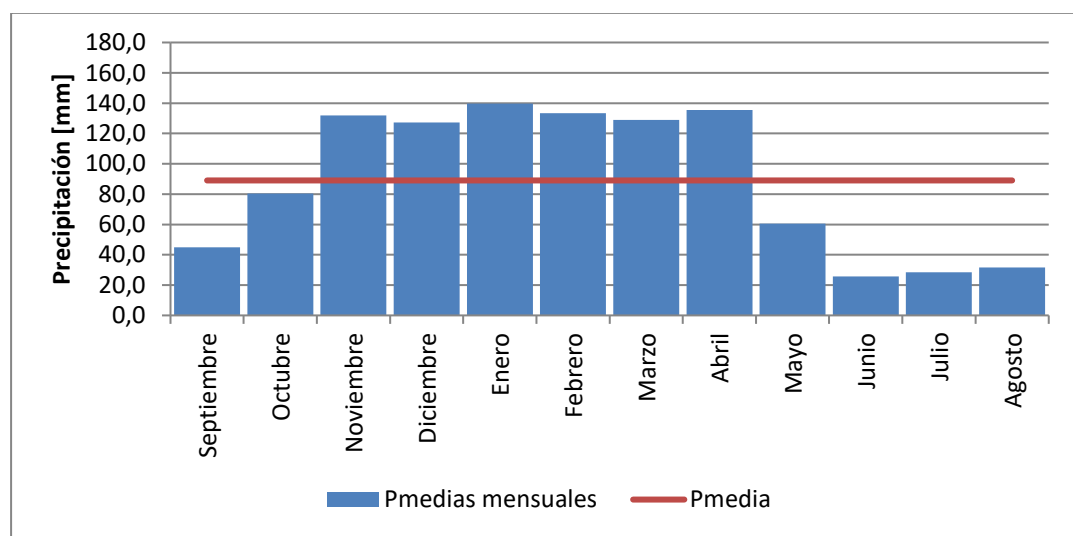


Figura 2.2- Precipitación media mensual. Período 1989-2023. Datos de la estación meteorológica CIM

En relación con la temperatura media mensual, el valor mínimo se presenta en julio con aproximadamente 12°C, y a partir de dicho mes comienza a aumentar hasta llegar a valores que oscilan los 25°C en los meses de diciembre, enero y febrero (Figura 2.3).

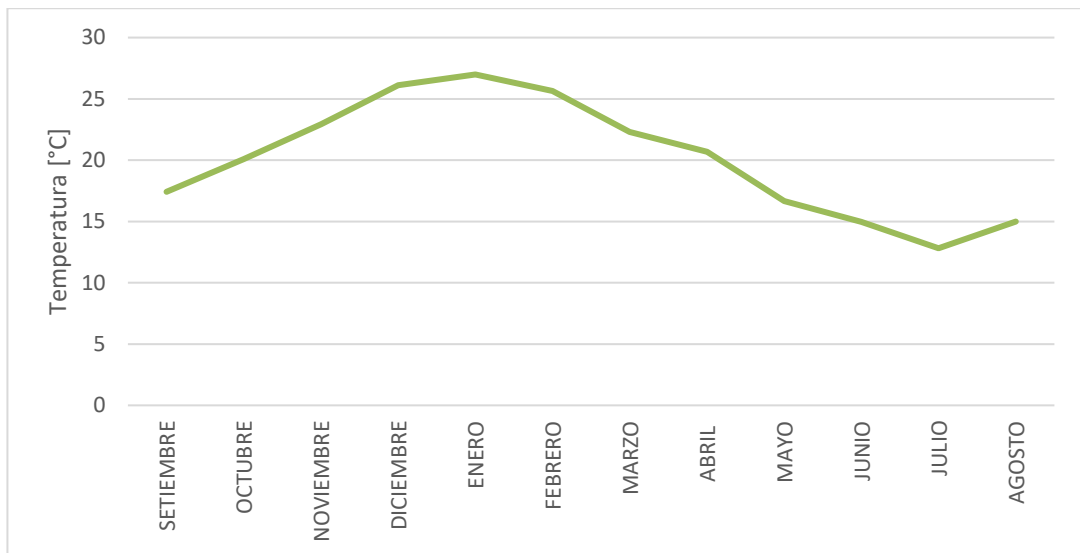


Figura 2.3.- Distribución de temperaturas medias mensuales. Período 2013-2023.

Datos de la estación meteorológica CIM

Por lo expuesto, y considerando la clasificación climática de Köppen-Geiger (<https://en.climate-data.org/south-america/argentina/santa-fe-162/>), el área de estudio se corresponde con un clima subtropical húmedo (Cfa), con una distribución de las precipitaciones que concentra el 70 % de su monto total anual entre los meses de octubre a marzo y el 30 % restante de abril a septiembre, con una temperatura media anual de 20 °C.

2.3 Hidrología superficial

Una característica distintiva del área de estudio es que tanto al este como al oeste y sur presenta límites hidrológicos. Ellos son la laguna Setúbal y el río Salado, respectivamente (Figura 2.4).

Según Ceirano et al. (2000), "la ciudad de Santa Fe se emplaza en una planicie de inundación dominada por procesos fluviales y lacustres, lo que condiciona su vulnerabilidad frente a eventos hidrometeorológicos extremos". El río Salado, afluente del Paraná, atraviesa una región con escasa pendiente y marcada sinuosidad, lo que favorece procesos de desborde e inundación. Mascarenhas y Trento (2006) remarcan que "la morfología del Salado y su régimen fluvial hacen que la ciudad esté expuesta a crecidas de rápida evolución".

Por su parte, la laguna Setúbal se ubica en un sistema de paleocauces del río Paraná, actualmente conectado de forma variable con los niveles del cauce principal (Trento, 2015). Szupiany et al. (2005) afirman que, "la Setúbal actúa como cuerpo receptor de aguas urbanas y

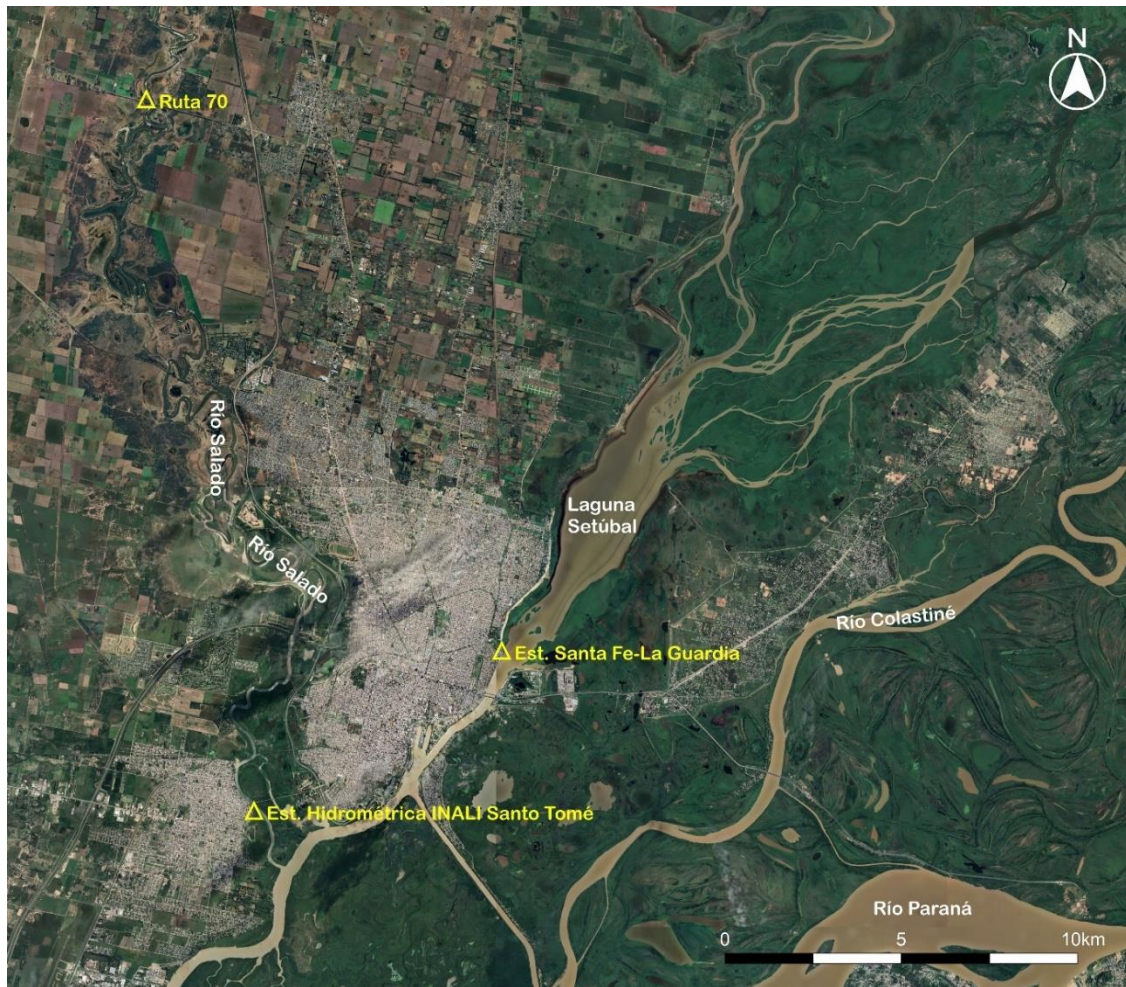
como reservorio temporario en momentos de crecida". Este sistema de lagunas y bañados cumple una función clave en la amortiguación de los picos de esorrentía superficial y en la regulación hidrológica local. Según Szupiany (2021), "la dinámica del agua superficial en la región depende en gran medida del grado de conexión entre las lagunas, los paleocauces y el sistema de defensas construido alrededor del núcleo urbano".

El entramado hídrico en torno a Santa Fe se complejiza por la existencia de numerosos cursos menores que actúan como colectores temporarios. En este sentido, Ferreira (2006) señala que "el drenaje superficial natural ha sido severamente alterado por obras de infraestructura vial y urbana", lo que ha incrementado la frecuencia y duración de anegamientos. Asimismo, Palman et al. (2017) destacan que "la ocupación del valle aluvial se ha dado muchas veces sin un adecuado criterio de ordenamiento, lo que agrava el impacto de eventos de precipitación intensa".

Los trabajos de Ramonell et al. (2000) y Ramonell (2005) permiten entender la evolución geomorfológica de esta llanura, destacando el rol de antiguos cauces abandonados en la conformación del paisaje actual. Funes (2003) indica que "la historia geomorfológica del sector condiciona la actual red de drenaje y la disposición de áreas deprimidas susceptibles a la inundación".

La Figura 2.4 presenta la localización de tres estaciones hidrométricas utilizadas en esta Tesis para caracterizar el régimen de escurrimiento superficial en el área de estudio. Para ello, se emplearon registros de alturas hidrométricas correspondientes a la Estación Ruta Provincial (RP) N° 70 (Recreo) y a la Estación INALI (Santo Tomé), ambas ubicadas sobre el río Salado, así como de la Estación Santa Fe - La Guardia, situada en la Laguna Setúbal. Los datos de las estaciones RP N° 70 y Santa Fe - La Guardia provienen del Sistema Nacional de Información Hídrica, dependiente de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Secretaría de Obras Públicas del Ministerio de Economía de la Nación. Por su parte, los datos de la Estación INALI fueron suministrados por el Instituto Nacional de Limnología (INALI).

Las alturas hidrométricas obtenidas en cada una de las estaciones fueron convertidas a niveles hidrométricos sumándoles, a estas alturas, la cota del cero de la escala correspondiente.



*Figura 2.4.- Cuerpos de aguas superficiales que limitan la ciudad de Santa Fe.
Ubicación de las estaciones hidrométricas*

Sistema Laguna Setúbal

Las Figuras 2.5 y 2.6 presentan los registros históricos de caudales medios diarios y niveles hidrométricos medios diarios, respectivamente, correspondientes a la sección de control Santa Fe – La Guardia, para el período comprendido entre el 9/3/1983 y el 21/03/2024.

Durante este intervalo, el nivel mínimo registrado fue de 8,06 m s.n.m., observado el 14/01/22, asociado a un caudal de 0,99 m³/s, lo que refleja condiciones típicas de escurrimiento en contextos de sequía. En contraste, el nivel máximo alcanzó los 15,75 m s.n.m. el 27/04/98, coincidiendo con un caudal extraordinario de 7886,6 m³/s, representativo de eventos hidrológicos extremos.

El valor promedio de la serie de niveles hidrométricos para el período analizado fue de 11,48 m s.n.m., el que se corresponde con un caudal medio anual de 1877,3 m³/s.

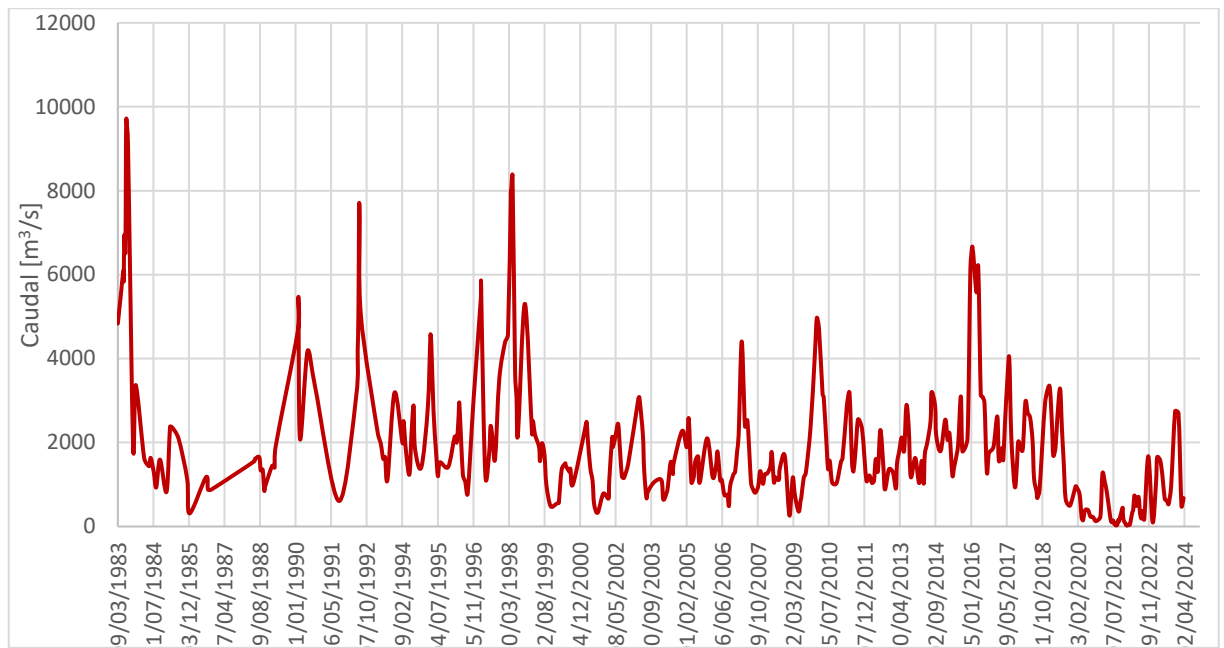


Figura 2.5.- Caudales diarios en la sección de control Santa Fe-La Guardia

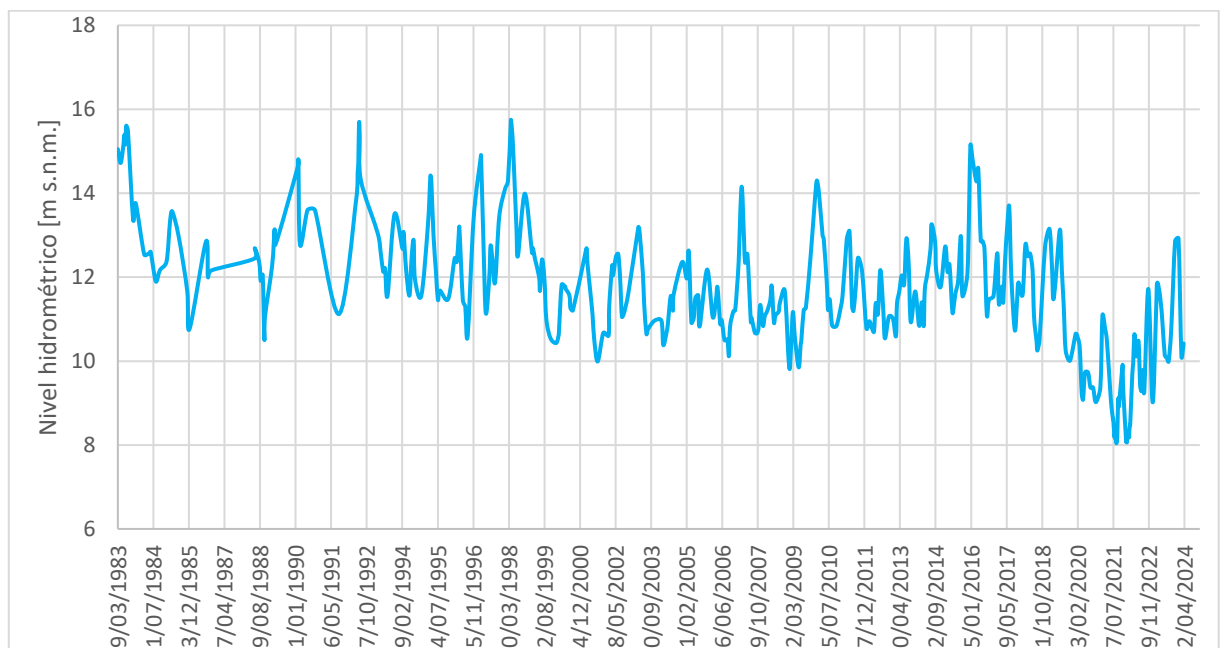


Figura 2.6.- Niveles hidrométricos diarios en la sección de control Santa Fe- La Guardia

Sistema río Salado

La Figura 2.7 evidencia, por un lado, que los niveles hidrométricos de la estación INALI siguen el mismo patrón de variación que los niveles de la estación ubicada sobre la laguna Setúbal. Por otro lado que, bajo condiciones de caudales medios, los niveles hidrométricos

registrados en la estación RP N° 70 y en la estación INALI presentan una alta concordancia. Sin embargo, esta tendencia se modifica cuando las cuencas de los cursos de agua ubicados al oeste y este de la ciudad tienen aportes diferenciales.

Respecto a la estación de la RP N° 70, durante el período analizado, se observó un nivel máximo de 17,88 m s.n.m., registrado en el año 2016, en coincidencia con eventos de precipitación extrema en las regiones media y alta de la cuenca del río Salado. En contraposición, el nivel mínimo fue de 10,48 m s.n.m., asociado a condiciones de sequía prolongada y escasa escorrentía superficial. El valor medio de la serie es de 12,96 m s.n.m., constituyendo una referencia representativa del comportamiento hidrométrico en dicha estación.

Los niveles hidrométricos mínimos y máximos registrados en la estación INALI para el mismo período fueron 10,08 y 14,94 m s.n.m., respectivamente, mientras que el nivel promedio de 11,97 m s.n.m.

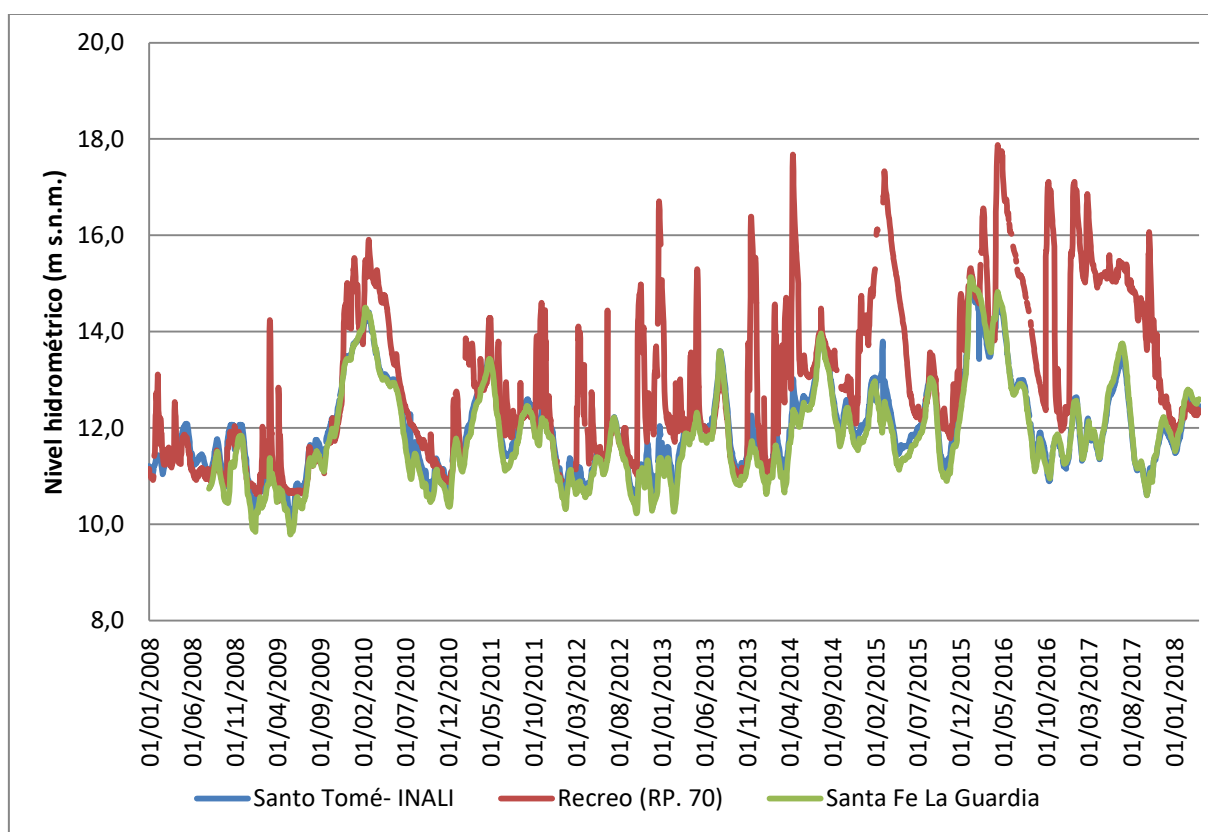


Figura 2.7.- Niveles hidrométricos diarios. Estaciones Santa Fe-La Guardia, Santo Tomé-INALI y RP N° 70. Período 2008-2018.

2.4 Caracterización Hidrogeológica

2.4.1 Geología

El área de estudio se encuentra integrando la extensa región Chaco-Pampeana y, más específicamente, en el extremo sur del Chaco Santafesino (Iriondo, 2007). Esta región ha sido abordada, desde el punto de vista geológico, por diversos autores (Iriondo, 1987, 2007, 2011; Fili y Tujchneider, 1977; Fili, 1983; Fili et al., 1992; Chebli et al., 1999; Aceñolaza, 2000; Herbst, 2000; Panigatti et al., 2007; Mársico, 2009; Tujchneider, 2000), quienes describen la secuencia estratigráfica regional, así como las unidades geomorfológicas presentes.

El perfil geológico regional está conformado por una sucesión de unidades sedimentarias cenozoicas que descansan sobre un basamento marino mioceno, representado por la Fm. Paraná. Por encima de esta unidad sobreyacen la Fm. Ituzaingó y los sedimentos pampeanos. Esta secuencia constituye el perfil de interés en la presente investigación.

La Fm. Paraná (mioceno), corresponde a una ingresión marina cuyos depósitos litorales y neríticos cubren gran parte del subsuelo de la región. Está compuesta principalmente por arenas cuarzosas finas a muy finas, grises y amarillas, con intercalaciones de fangos, arcillas verdes, lutitas y calizas organógenas (Iriondo, 2007; Iriondo y Kröhling, 2007). En su base pueden aparecer niveles con cenizas volcánicas alteradas y cristales de yeso. Su importancia radica en constituir el basamento hidrogeológico sobre el cual se apoyan los principales acuíferos explotados en la región.

Sobreyaciendo a la Fm. Paraná, mediante discordancia erosiva, se encuentra la Fm. Ituzaingó (plioceno superior- pleistoceno inferior), de origen fluvial que está constituida predominantemente por arenas finas y medianas de color amarillo ocre y con interestratificaciones de limos grises. Esta formación, en las provincias de Santa Fe y Buenos Aires, es conocida informalmente como “arenas Puelches” o “acuífero Puelche”. Posee espesores muy variables cuyos rangos se encuentran entre 20 m en el centro-sur de la provincia de Santa Fe hasta 150 m en la provincia de Buenos Aires (Auge, 2004).

La Fm. Ituzaingó está cubierta transicionalmente por los sedimentos pampeanos conformados por loess, limos eólicos con escasa arena muy fina y subordinada proporción de arcilla, de color marrón claro, de edad pleistocena, y por depósitos recientes y actuales del holoceno que comprenden materiales limo-arcillosos, limo-arenosos y arenas finas, de

distribución irregular. Estos sedimentos son el resultado del depósito y lavado de materiales previos, influenciados por los procesos geomorfológicos actuales del río Paraná y Salado, y constituyen el relleno más superficial de ambas planicies de inundación (Iriondo, 2007).

La caracterización geológica del área de estudio de esta Tesis se realizó a través de la interpretación de la información litológica proveniente de 9 pozos de la red de monitoreo de agua subterráneas de la ciudad de Santa Fe (que será presentada en la sección 2.4.2) y de 31 sondeos exploratorios suministrados por empresas privadas. Con esta información litológica se construyeron 4 transectas (Figura 2.8): tres de ellas en la dirección oeste-este y una en la dirección sur-norte.

El modelo digital de elevación utilizado para la construcción de los perfiles litológicos y estratigráficos fue obtenido de la Infraestructura de Datos Espaciales de Santa Fe (IDESF). Complementariamente, se contó con las cotas del terreno natural en el emplazamiento de cada uno de los pozos utilizados en esta Tesis. Esta incorporación permitió un trazado de curvas topográficas con equidistancia de 1 m.

Las figuras 2.9 a 2.12 ilustran las características litológicas y estratigráficas de las secciones analizadas, junto con los límites inferidos. Las mayores incertidumbres se presentan en la ubicación del techo de la Fm. Paraná (considerado como el hidroapoyo de los acuíferos suprayacentes), ya que no todas las perforaciones la han alcanzado. Esta limitación se representa en las figuras mediante signos de interrogación (?) en las ubicaciones inferidas.

Por otra parte, los distintos procesos geológicos (principalmente de origen fluvial y eólico) que han dado lugar a la deposición de materiales con granulometría heterogénea, sugiere la posible existencia de lentes en el subsuelo. Sin embargo, dada la densidad espacial de los datos, no es posible definir con precisión su ubicación, extensión ni continuidad. Por tal motivo, se optó por representar la disposición de los materiales en forma de estratos.

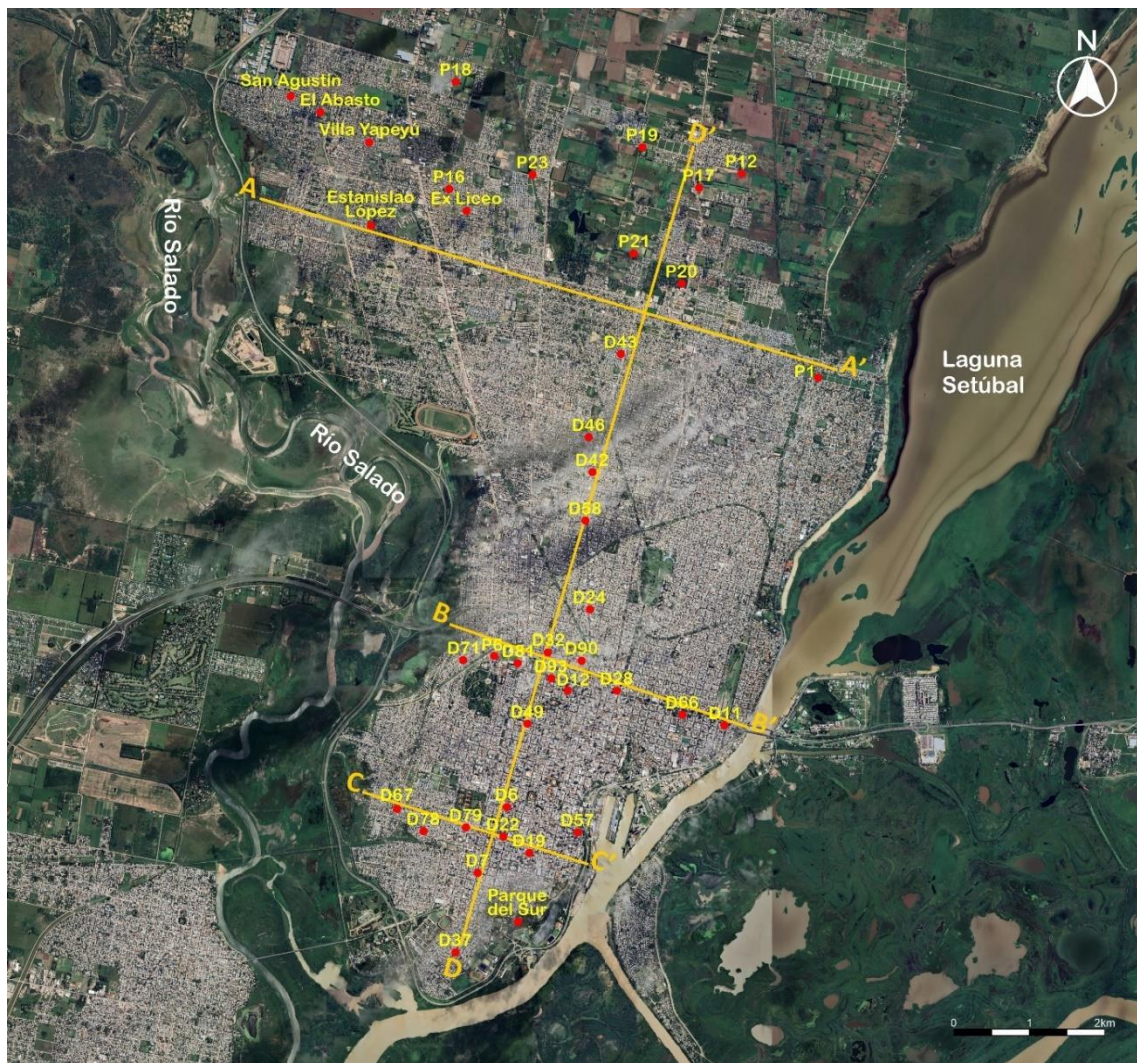


Figura 2.8.- Ubicación de las transectas y de los sitios con descripciones litológicas que las componen

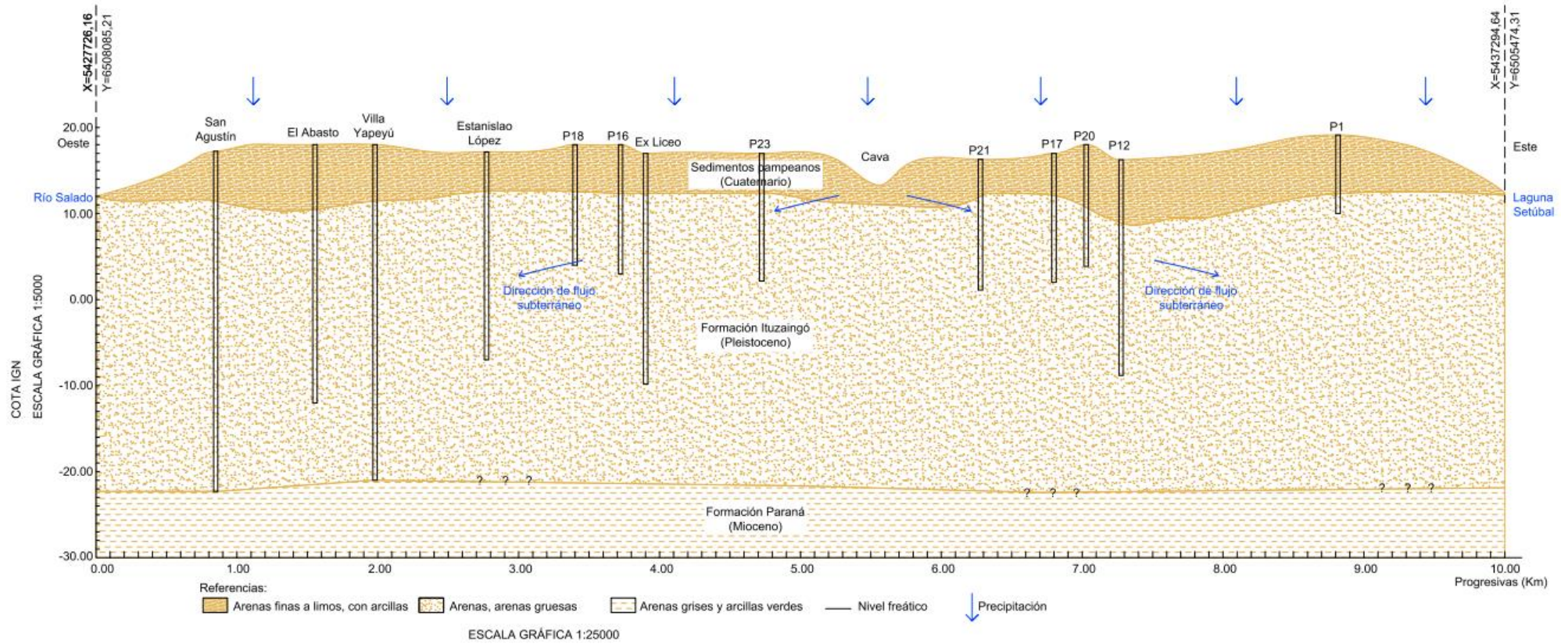


Figura 2.9.- Transecta A-A'. Dirección oeste-este. Modificado de D'Elia et al. (2011)

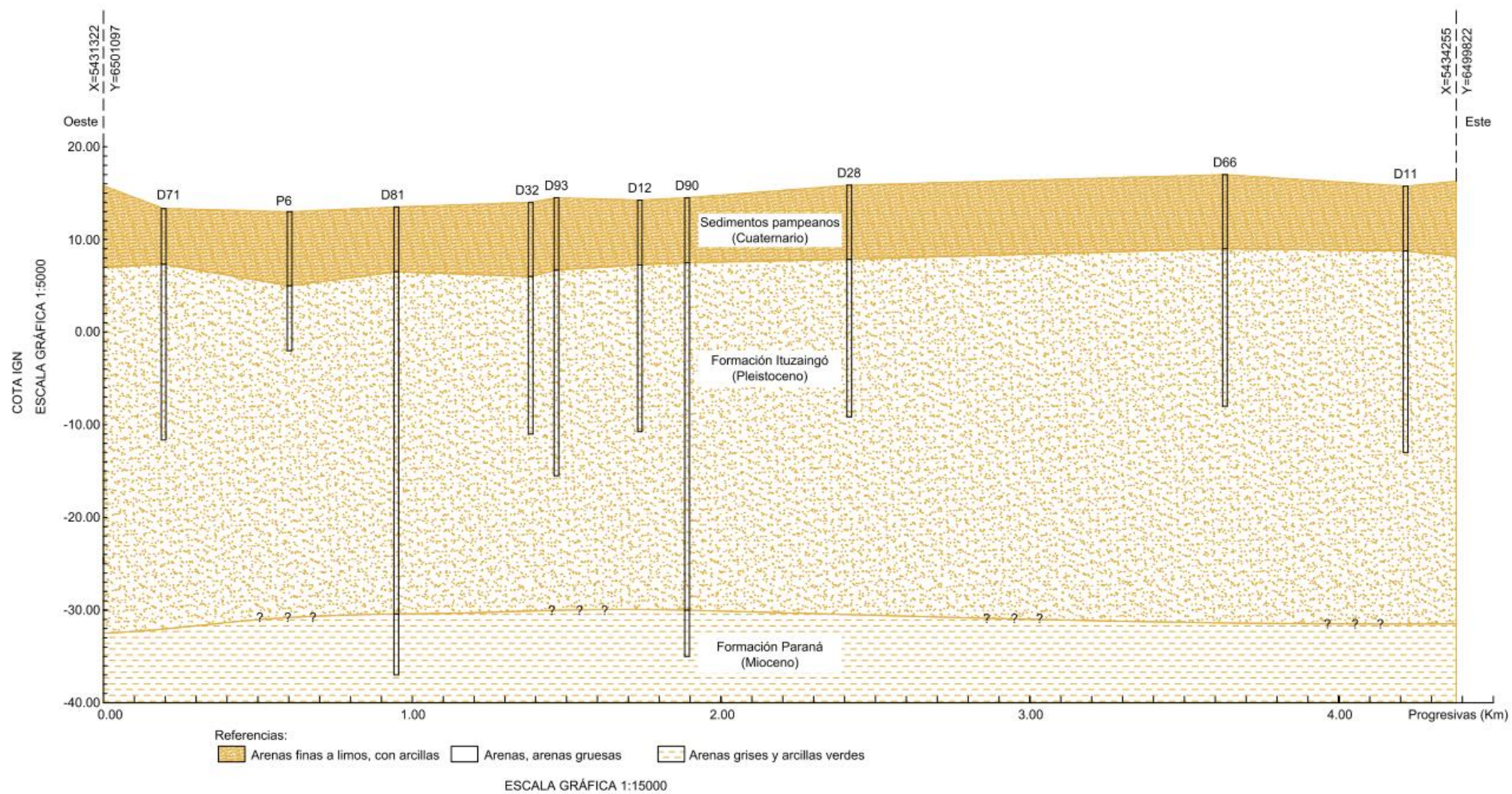


Figura 2.10.- Transecta B-B'. Dirección oeste-este

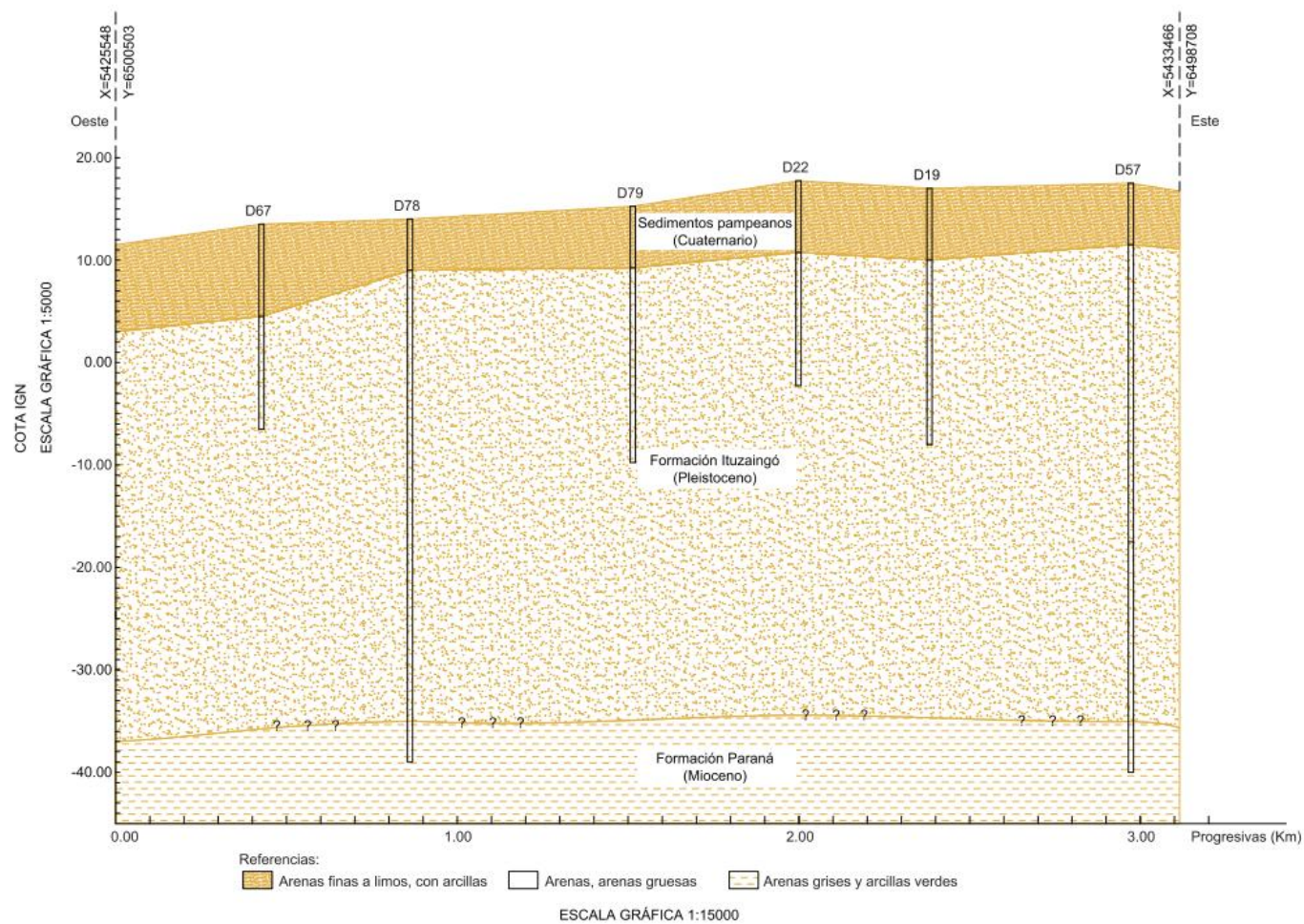


Figura 2.11.- Transecta C-C'. Dirección oeste-este

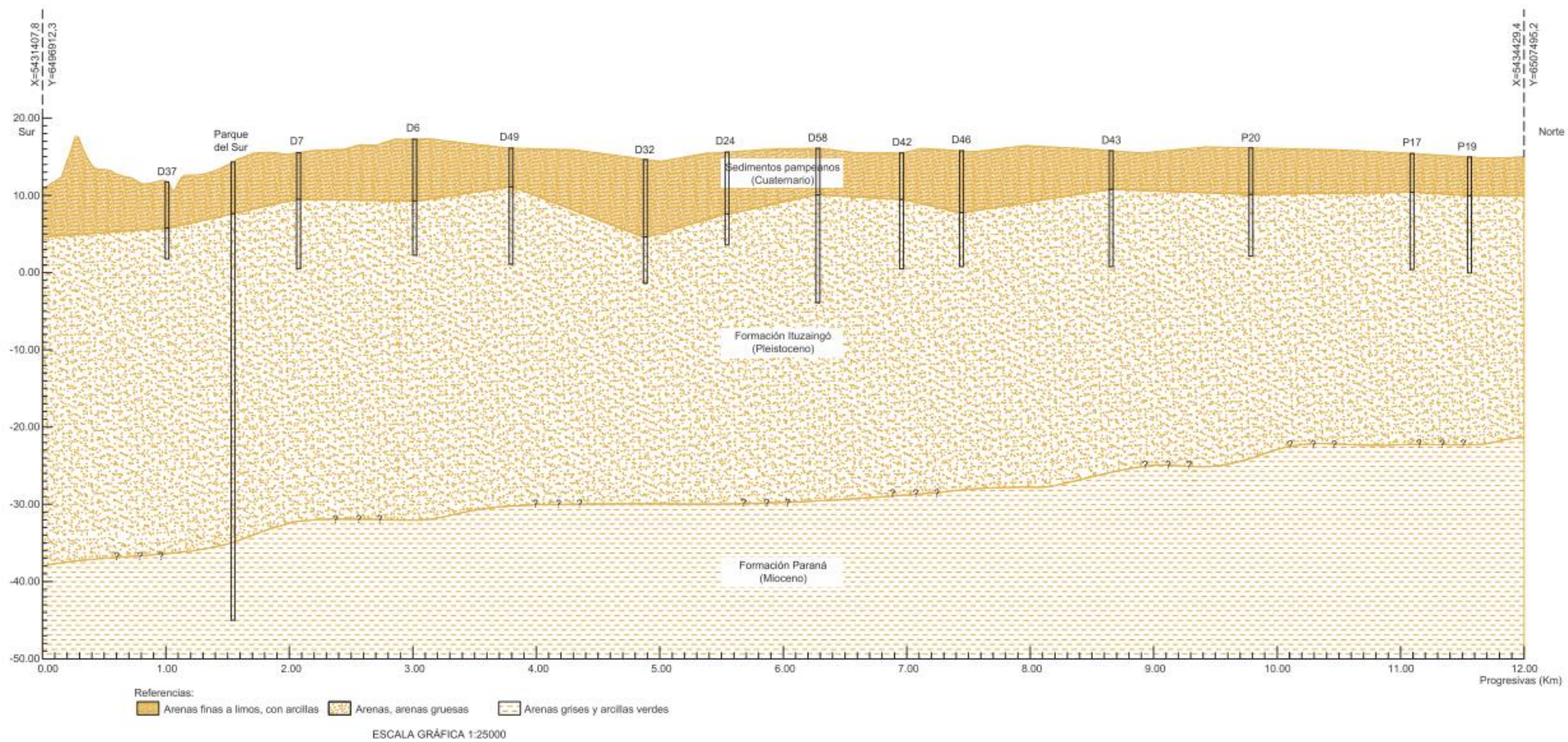


Figura 2.12.- Transecta D-D'. Dirección sur-norte

Del análisis de los perfiles litológicos de las perforaciones que componen las transectas se destaca lo siguiente:

- La Fm. Paraná se ha alcanzado en distintas perforaciones. En particular, las perforaciones San Agustín y Villa Yapeyú (perfil A–A') la interceptan a cotas -22,5 y -21,95 m IGN, respectivamente; en el perfil B–B', las perforaciones D81 y D90 alcanzan su techo a aproximadamente -31 m IGN; en el perfil C–C', D57 y D78 lo hacen a -34 m IGN; mientras que en el perfil D–D', la perforación del Parque del Sur la alcanza a una cota cercana a -34,5 m IGN.
- Sobreyaciendo a la Fm. Paraná se ubica la Fm. Ituzaingó con espesores variables entre 35 a 40 m. Su techo se puede encontrar entre cotas 8 a 13 m IGN.
- La parte cuspidal de la secuencia está conformada por los sedimentos pampeanos, cuyo espesor promedio es de unos 6 m. Su techo puede encontrarse entre cotas 16 y 20 m IGN.

2.4.2 Red de monitoreo de agua subterránea de la ciudad de Santa Fe

El área de estudio dispone de una red de monitoreo de agua subterránea compuesta por 23 pozos de observación (Figura 2.13) en los que se realizan mediciones mensuales de la profundidad del nivel del agua. Esta red fue implementada a través de subsidios otorgados por organismos provinciales y nacionales en el marco de dos proyectos de investigación. La operación de la red comenzó en el año 2008 y se dispone de registros hasta el año 2019, con algunas interrupciones debido a inconvenientes de diversa índole (D'Elia et. al, 2018). La red cuenta, además, con información litológica y estratigráfica para cada uno de los pozos que la componen. Para los pozos ubicados en el sector norte del área la información también incluye muestreos granulométricos a intervalos de un metro de profundidad.

Los pozos de esta red presentan profundidades de hasta 15 m, con tramos filtrantes ubicados en los últimos 2 m de cada perforación. Tanto la entubación como el filtro poseen, en todos los casos, un diámetro de 2". Los tramos filtrantes de estos pozos se encuentran alojados en la Fm. Ituzaingó (D'Elia et al., 2018).

Adicionalmente, en dos de los sitios (Delegación Noroeste -P8 y P9- y ex Jardín Botánico -P14 y P15-) se construyeron pozos de observación que interceptan exclusivamente los sedimentos pampeanos (P9 y P15). Esta decisión se tomó al construir la red con el objetivo de registrar las variaciones del nivel de agua subterránea en ambos estratos y así comparar su dinámica.

Cabe destacar que en el pozo P1 se encuentra instalado un frea­ti­grafo por transduc­ción de presión (modelo Global Water GW16), el cual registra de manera continua el nivel de agua subterránea con frecuencia horaria desde el inicio de la operación de la red.

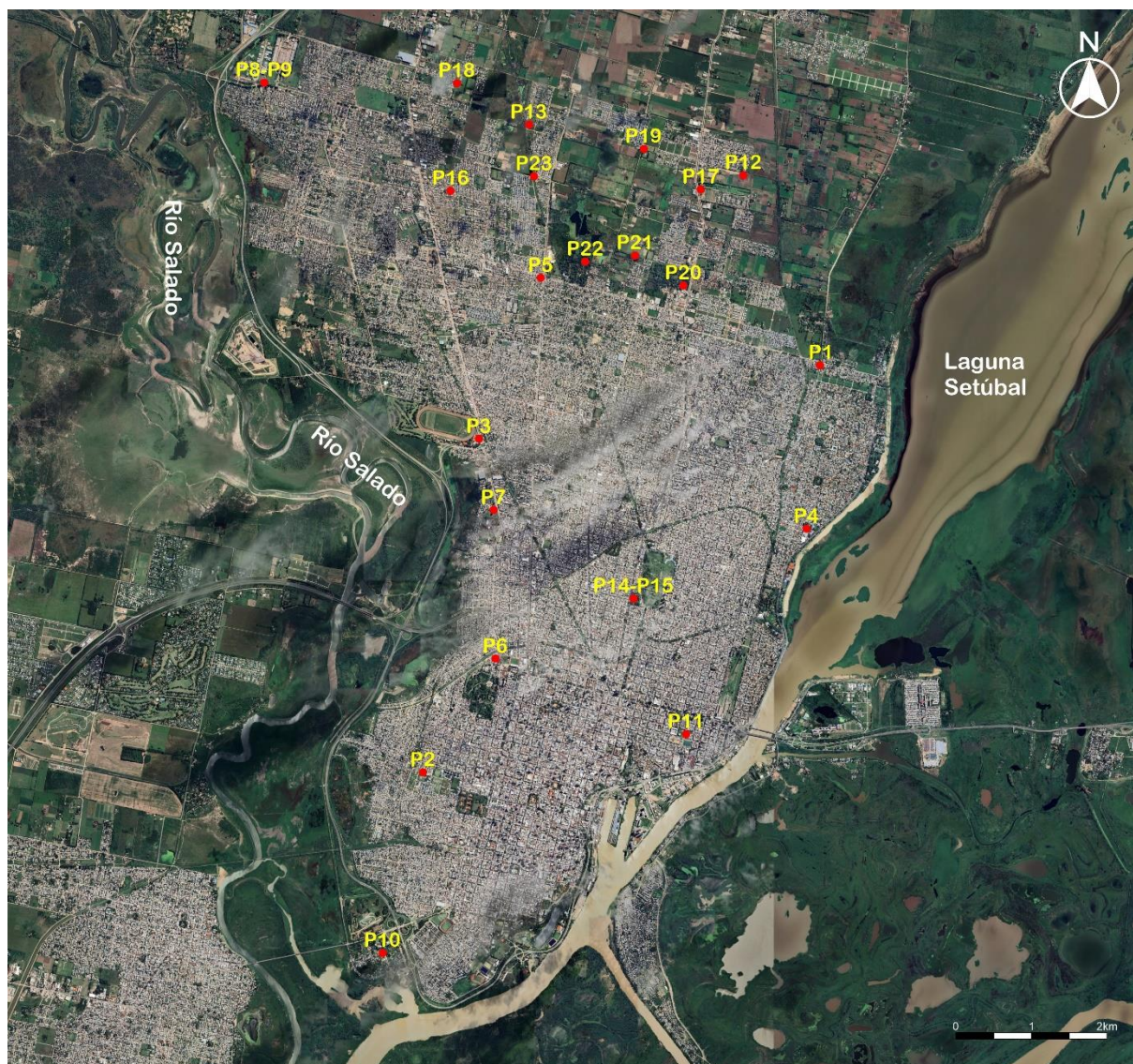


Figura 2.13.- Ubicación de los pozos de la red de monitoreo de la ciudad de Santa Fe

La Tabla 2.2 muestra la identificación y la ubicación de cada piezómetro que conforma la red de monitoreo, junto con su cota y profundidad.

Tabla 2.2.- Piezómetros de la red de monitoreo de agua subterránea de la ciudad de Santa Fe

ID	Nombre	X	Y	Profundidad [m]	Cota Boca del pozo [m s.n.m]	Cota nivel del terreno natural [m s.n.m.]
P1	El Gada	5436002	6504836	8	19,16	18,89
P2	Hospital de Niños	5430849	6499147	5	14,88	14,56
P3	Villa Hipódromo	5431649	6503668	8	17,27	16,85
P4	INA	5435935	6502527	9	18,64	18,14
P5	Taller protegido	5432525	6505781	15	17,52	17,52
P6	Espacios verdes	5431912	6500721	15	16,81	16,81
P7	Cementerio	5431753	6502702	8	18,22	17,77
P8	Delegación Noroeste Norte	5428776	6508184	13	18,27	17,80
P9	Delegación Noroeste Sur	5428775	6508181	5	18,16	17,66
P10	Varadero Sarsotti	5430663	6496728	15	16,25	16,25
P11	Aguas Provinciales	5434286	6499835	10	19,51	19,10
P12	Altos del Valle	5435047	6507224	15	16,34	16,34
P13	Altos de Noguera	5432330	6507844	15	17,39	17,39
P14	Ex Botánico Sur	5433644	6501614	14	17,94	17,94
P15	Ex Botánico Norte	5433644	6501614	5	17,94	17,94
P16	Santa Rita	5431290	6506936	14	17,97	17,97
P17	Cementerio Parque	5434492	6507016	15	16,92	16,92
P18	La Salle	5431320	6508342	15	17,95	17,95
P19	Santa Fe Fútbol Club	5433941	6507397	15	16,98	16,98
P20	Granja la Esmeralda	5434387	6505744	15	17,82	17,82
P21	Club Universitario	5433689	6506113	15	16,32	16,32
P22	Jardín Botánico	5432988	6507136	15	17,33	17,33
P23	Máximo Victoria	5432375	6507136	15	17,27	17,27

2.4.3 Evolución espacio - temporal de los niveles de agua subterránea

El análisis de la evolución temporal de los registros de niveles de agua subterránea en los pozos de monitoreo para el período 2008-2019, permitió identificar un patrón cíclico anual en el comportamiento de los mismos, con valores máximos predominantes durante los meses de verano y otoño, y mínimos registrados en invierno y primavera. Esta dinámica responde directamente al régimen climático local.

Además, en función de los estadísticos de las series de los niveles fue posible delimitar cuatro zonas diferenciadas dentro del área de estudio:

- **Zona 1:** incluye los pozos P2, P6, P10 y P11. Estos pozos presentan los niveles más bajos del área de estudio durante todo el período analizado. En la Figura 2.14 se puede observar que el valor mínimo (11,66 m s.n.m.) y el máximo (15,23 m s.n.m.) se registraron en el pozo P10. El comportamiento de la variación temporal del nivel de agua subterránea en esta zona presenta un valor medio de 13,15 m s.n.m lo que estaría indicando que el nivel de agua subterránea asciende hasta, aproximadamente, 2 m por encima del techo de la Fm. Ituzaingó, saturando parte de los sedimentos pampeanos.

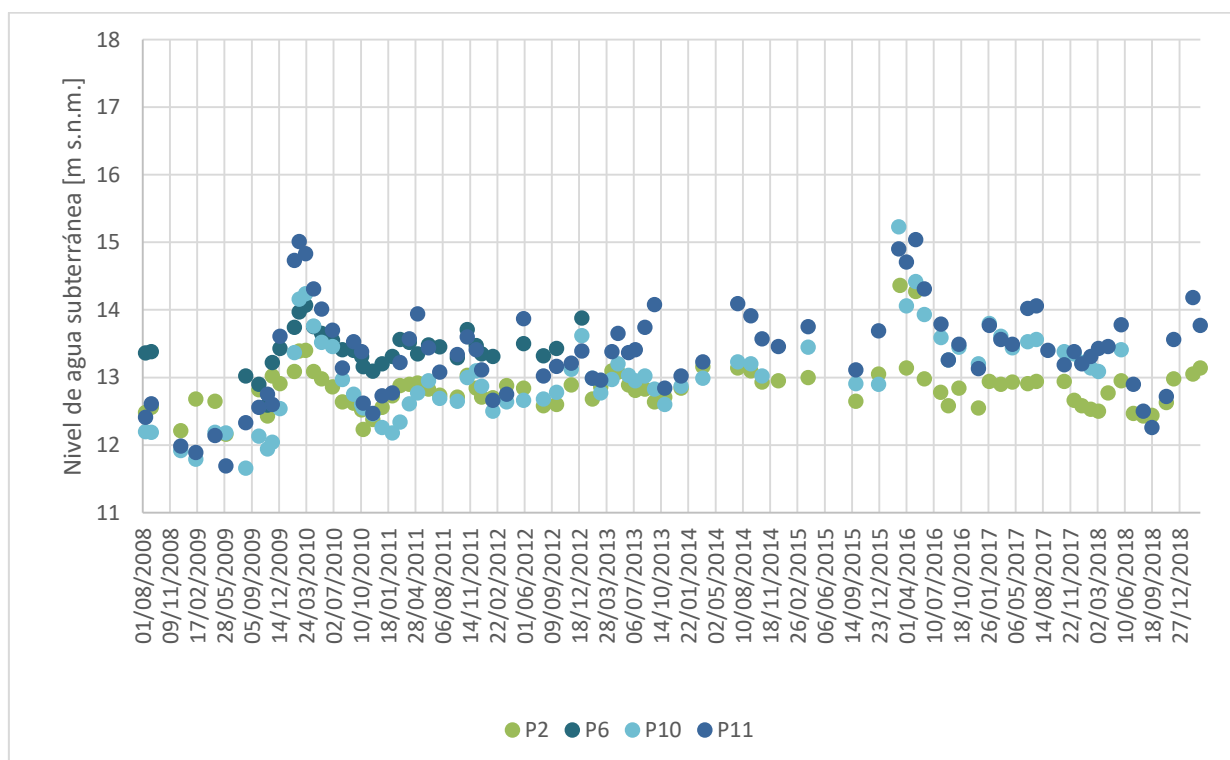


Figura 2.14.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 1

- **Zona 2:** incluye los pozos P1, P3, P4 y P8. Como se exhibe en la Figura 2.15, los valores mínimo (11,91 m s.n.m.) y máximo (16,88 m s.n.m.) se registraron en el pozo P8. El conjunto presenta un valor medio de 14,2 m s.n.m., reflejando que el nivel de agua subterránea se encuentra, aproximadamente, a 2,5 m por encima del techo de la Fm. Itzaingó.

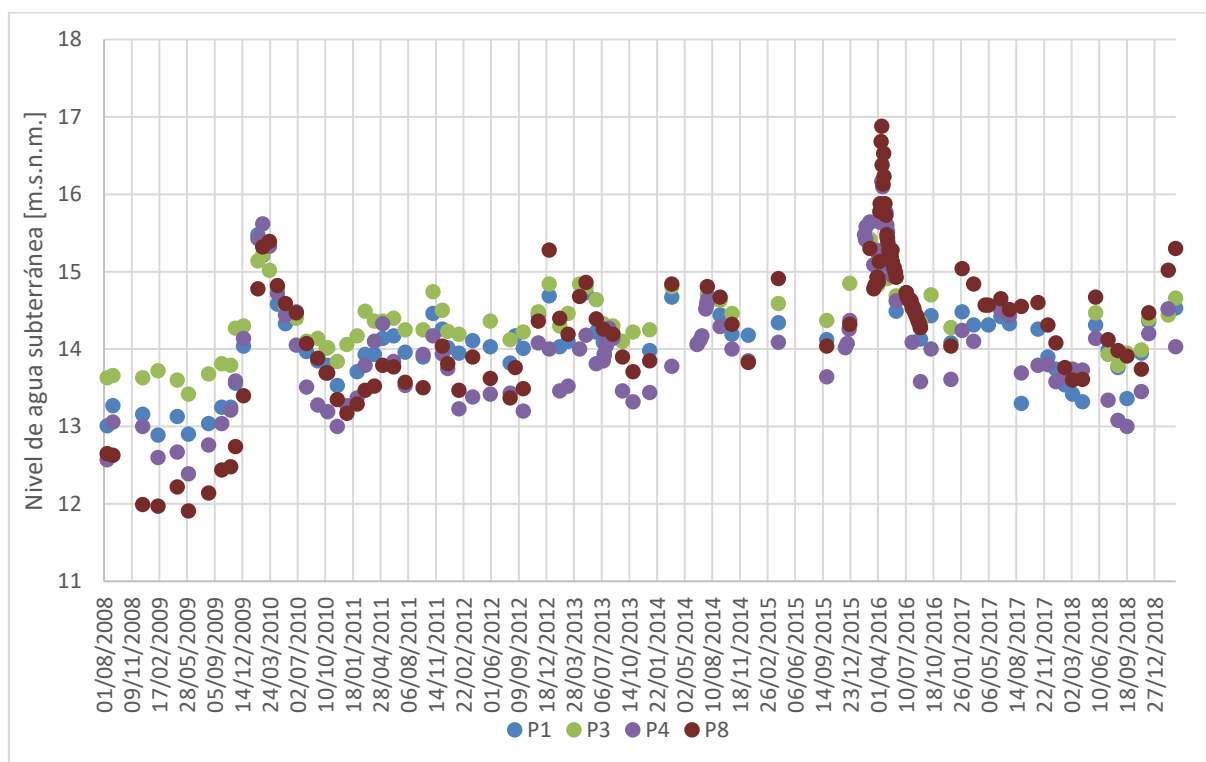


Figura 2.15.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 2

- **Zona 3:** comprende los pozos P5, P7, P12, P14 y P17. Como se presenta en la Figura 2.16, el valor mínimo del nivel de agua subterránea se observó en el pozo P12 (12,54 m s.n.m.) y el máximo se registró en el pozo P5 (16,5 m s.n.m.). Durante todo el período analizado, en esta zona los niveles fueron más elevados que en las otras dos, con un valor medio de 14,5 m s.n.m. Esta constancia de niveles elevados hace que los sedimentos pampeanos se encuentren saturados, en promedio, entre 2,5 y 3 m.

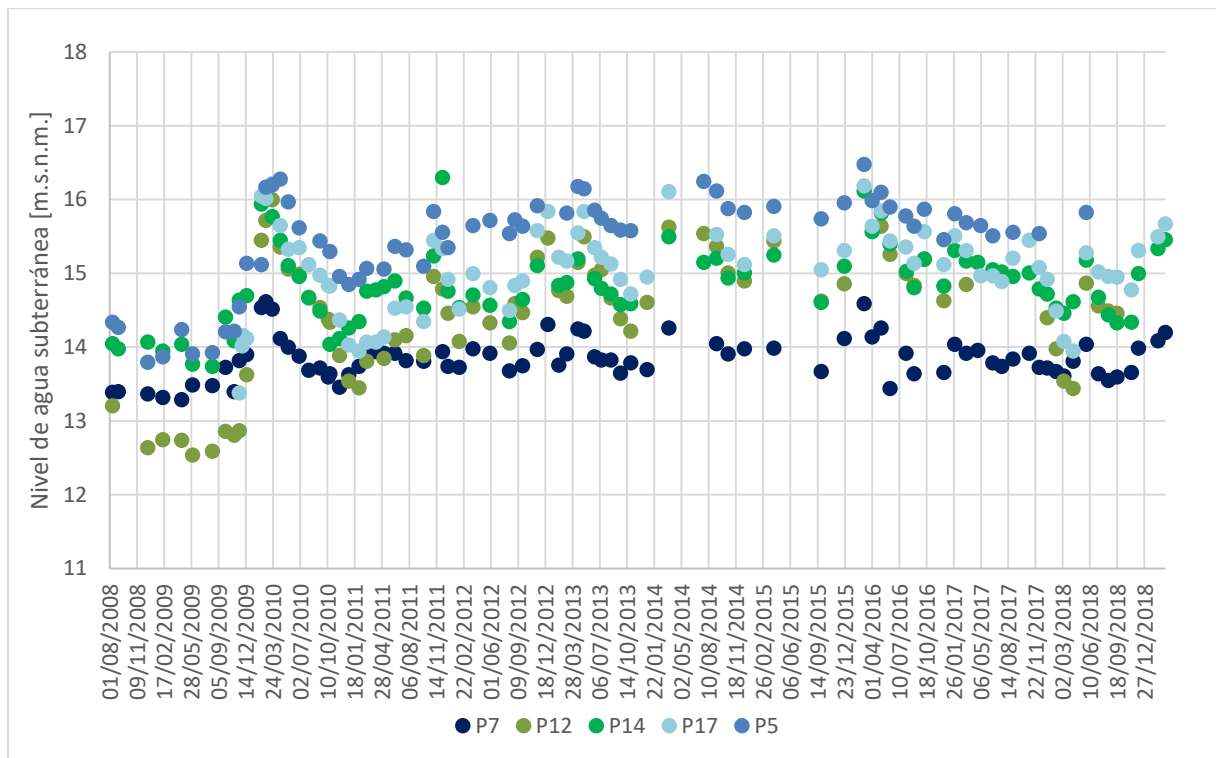


Figura 2.16.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 3

- Zona 4:** comprende los pozos P13, P16, P18, P19, P20, P21, P22 y P23, siendo la zona donde los niveles de agua subterránea se mantienen más elevados que en las otras durante todo el período evaluado. En la Figura 2.17 se observa que el valor mínimo (11,6 m s.n.m.) se registró en el pozo P13 y el máximo (17,4 m s.n.m) en el pozo P18. El promedio general del nivel en esta zona es de 15,6 m s.n.m. indicando que el espesor saturado de los sedimentos pampeanos sobrepasa los 3 m.

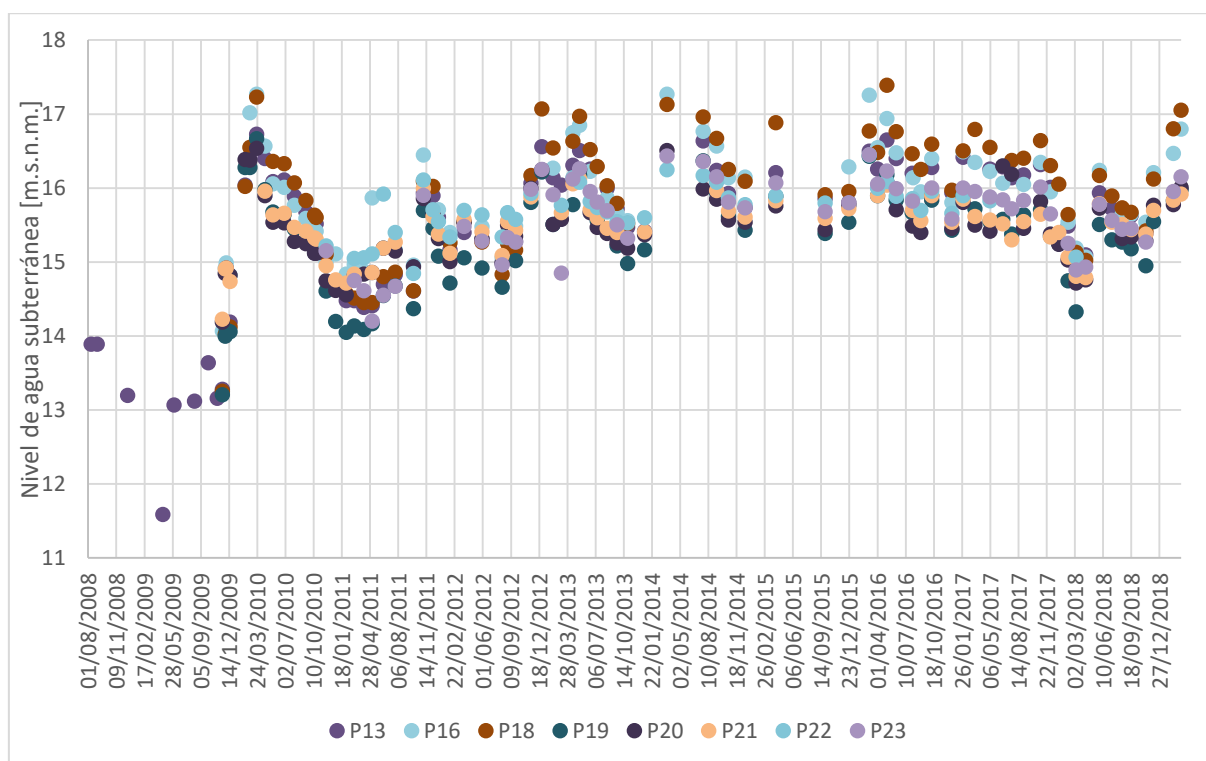


Figura 2.17.- Evolución temporal de los niveles de agua subterránea. Zona 4

El análisis temporal de los registros de niveles de agua subterránea permitió evidenciar que, en todos los sitios de monitoreo, las arenas correspondientes a la Fm. Ituzaingó se encuentran completamente saturadas a lo largo del período evaluado. Asimismo, los sedimentos pampeanos presentan un espesor saturado con continuidad temporal que oscila entre 2 y 3 m. Esta persistencia en la saturación sugiere una capacidad de almacenamiento significativa en los materiales más superficiales.

Con el objetivo de estudiar el comportamiento del acuífero con los dos cuerpos de agua superficiales, D’Elia et al., (2018) analizaron la evolución temporal de los niveles en los pozos de monitoreo P4 y P8 en conjunto con los niveles hidrométricos de la Laguna Setúbal y el río Salado, respectivamente.

Los niveles en el pozo P4 muestran una evolución temporal que guarda una notable correspondencia con las variaciones del nivel hidrométrico de la laguna durante el período analizado (Figura 2.18), lo que sugiere una interacción hidráulica directa entre el acuífero y el cuerpo de agua superficial. Esta relación indica que la laguna actúa como receptor del flujo subterráneo.

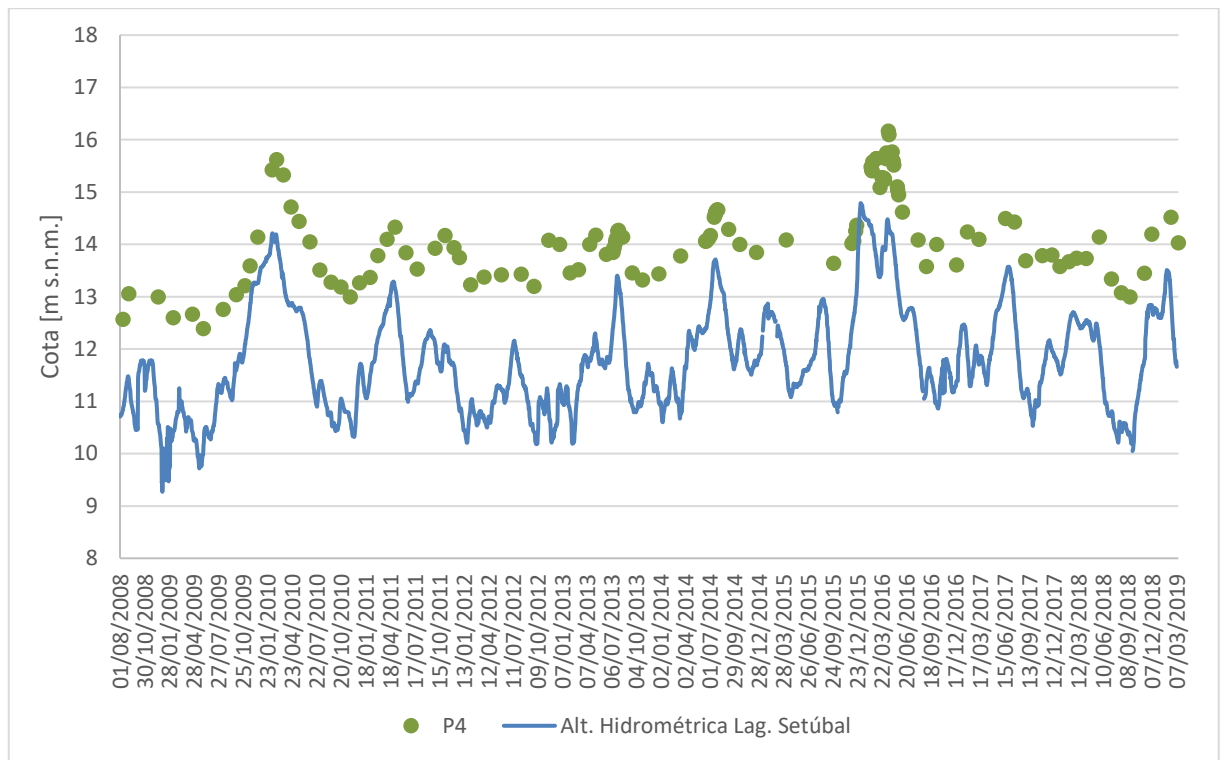


Figura 2.18.- Relación del nivel de agua subterránea en P4 y altura hidrométrica Laguna Setúbal. Modificado de D'Elía et al. 2018

La evolución temporal de los niveles en el pozo P8 evidencia una tendencia concordante con las variaciones del nivel del río Salado en una sección hipotética perpendicular al emplazamiento del pozo (Figura 2.19). Los niveles del río en dicha sección fueron estimados a partir de la pendiente hidráulica calculada entre las estaciones hidrométricas RP N° 70 e INALI. El río Salado presenta un comportamiento mixto, condicionado por la ocurrencia y magnitud de los eventos hidrológicos que afectan su régimen.

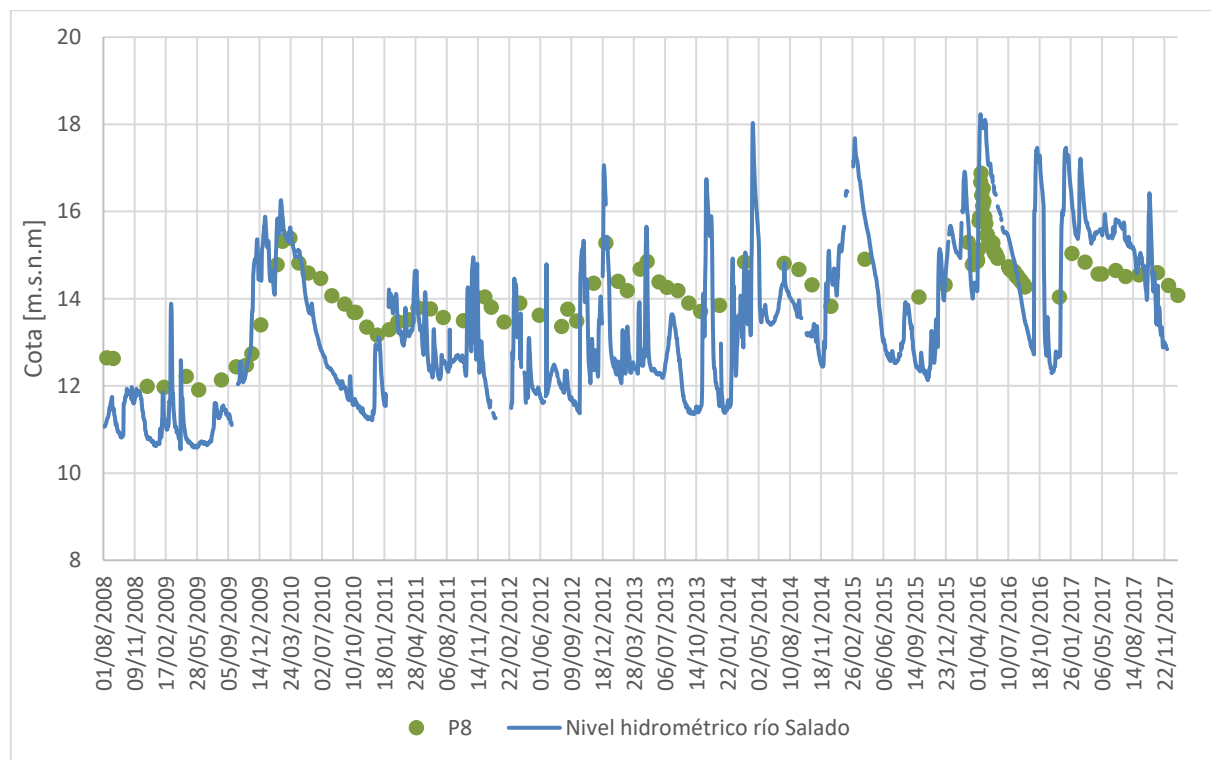


Figura 2.19.- Relación del nivel de agua subterránea en P8 y el nivel hidrométrico del río Salado

Con el objetivo de analizar la evolución espacial de los niveles de agua subterránea, se elaboraron mapas de curvas equipotenciales correspondientes a distintos momentos de muestreo. En particular, se seleccionaron tres situaciones: septiembre de 2010 (Figura 2.20, modificada de D’Elia et al., 2011), junio de 2018 (Figura 2.21) y abril de 2016 (Figura 2.22). Estos mapas reflejan condiciones de niveles de aguas subterráneas que se pueden considerar como medio, bajo y alto, respectivamente, asociadas a años hidrológicos clasificados como ‘normal’, ‘muy seco’ y ‘muy húmedo’, según la tipología definida en la sección 2.2.

La Figura 2.20 presenta el mapa de curvas equipotenciales correspondiente a niveles promedio de carga hidráulica del acuífero. Del análisis morfológico de esta superficie surgen como rasgos más evidentes un área de recarga y una divisoria de aguas definida por la línea imaginaria que une las partes convexas de estas curvas. La zona de recarga del acuífero se encontraría en el norte donde se registran los niveles más elevados. A partir de esta zona, el escurrimiento subterráneo se dirige predominantemente hacia el sur, oeste y este. Otro aspecto relevante que se observa en este mapa, en concordancia con el análisis previo, es el comportamiento efluente de los cuerpos de agua superficiales. Se identifica una descarga hacia el río Salado en el oeste y hacia la laguna Setúbal en el este.

Por su parte, los mapas correspondientes a condiciones de niveles de aguas subterráneas bajos (Figura 2.21) y altos (Figura 2.22) exhiben una configuración espacial análoga al mapa de la Figura 2.20 manteniendo la ubicación relativa de las zonas de recarga, descarga y divisoria de aguas. Sin embargo, se evidencian diferencias tanto en los gradientes hidráulicos como en los niveles de descarga hacia ambos cuerpos de agua.

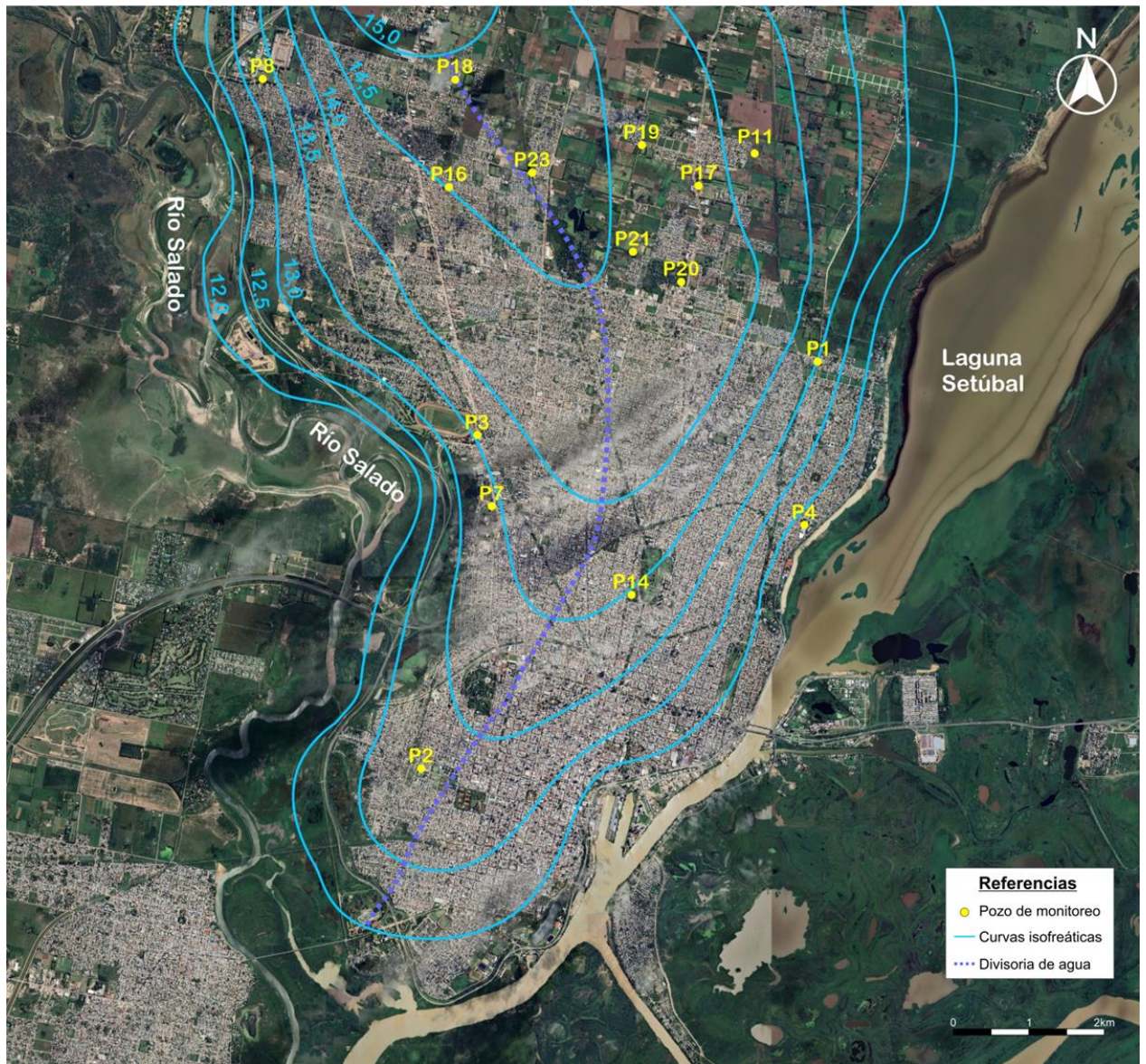


Figura 2.20.- Mapa de curvas equipotenciales. Septiembre de 2010. Modificado de D'Elia (2011)

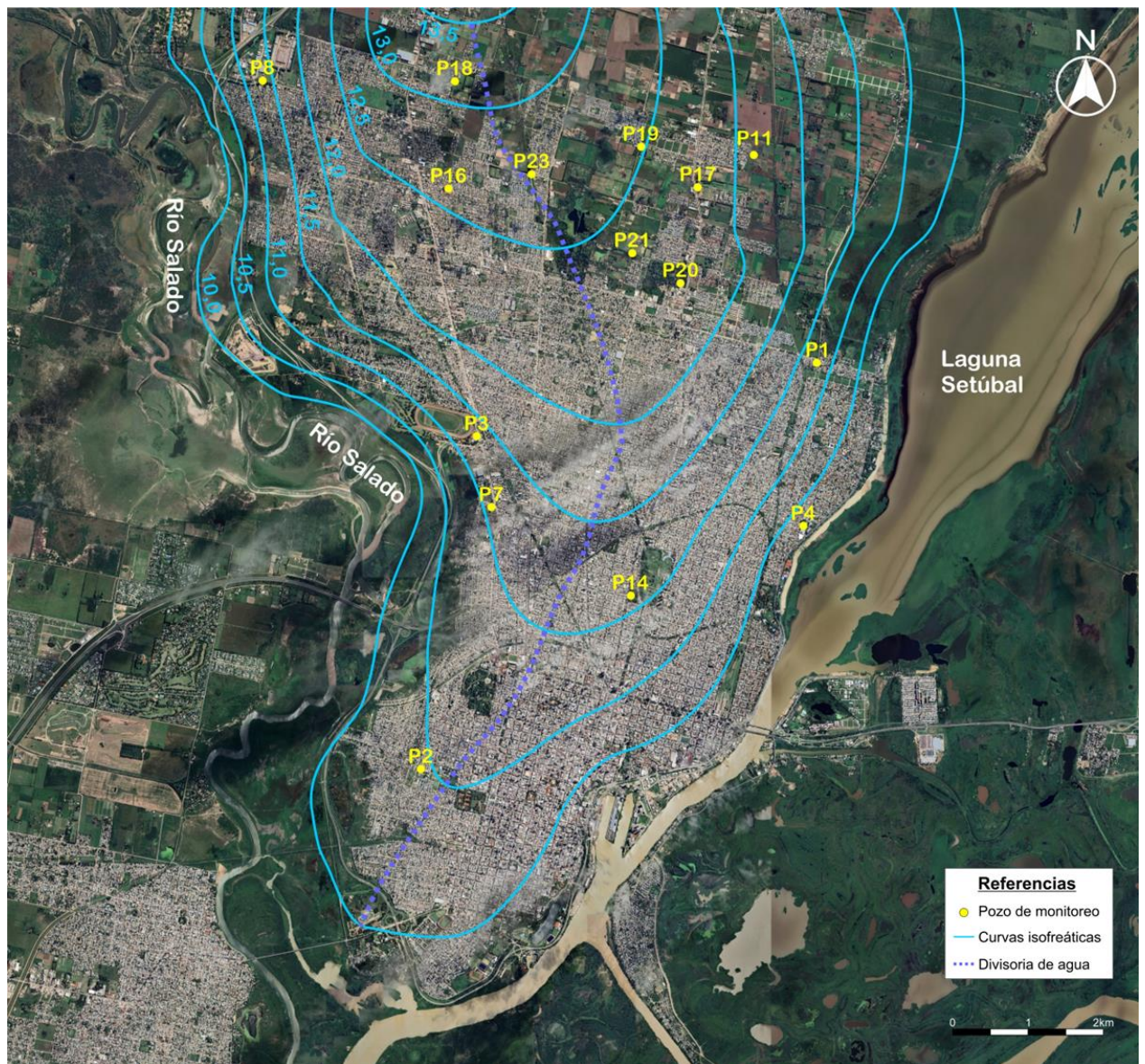


Figura 2.21.- Mapa de curvas equipotenciales. Junio de 2018

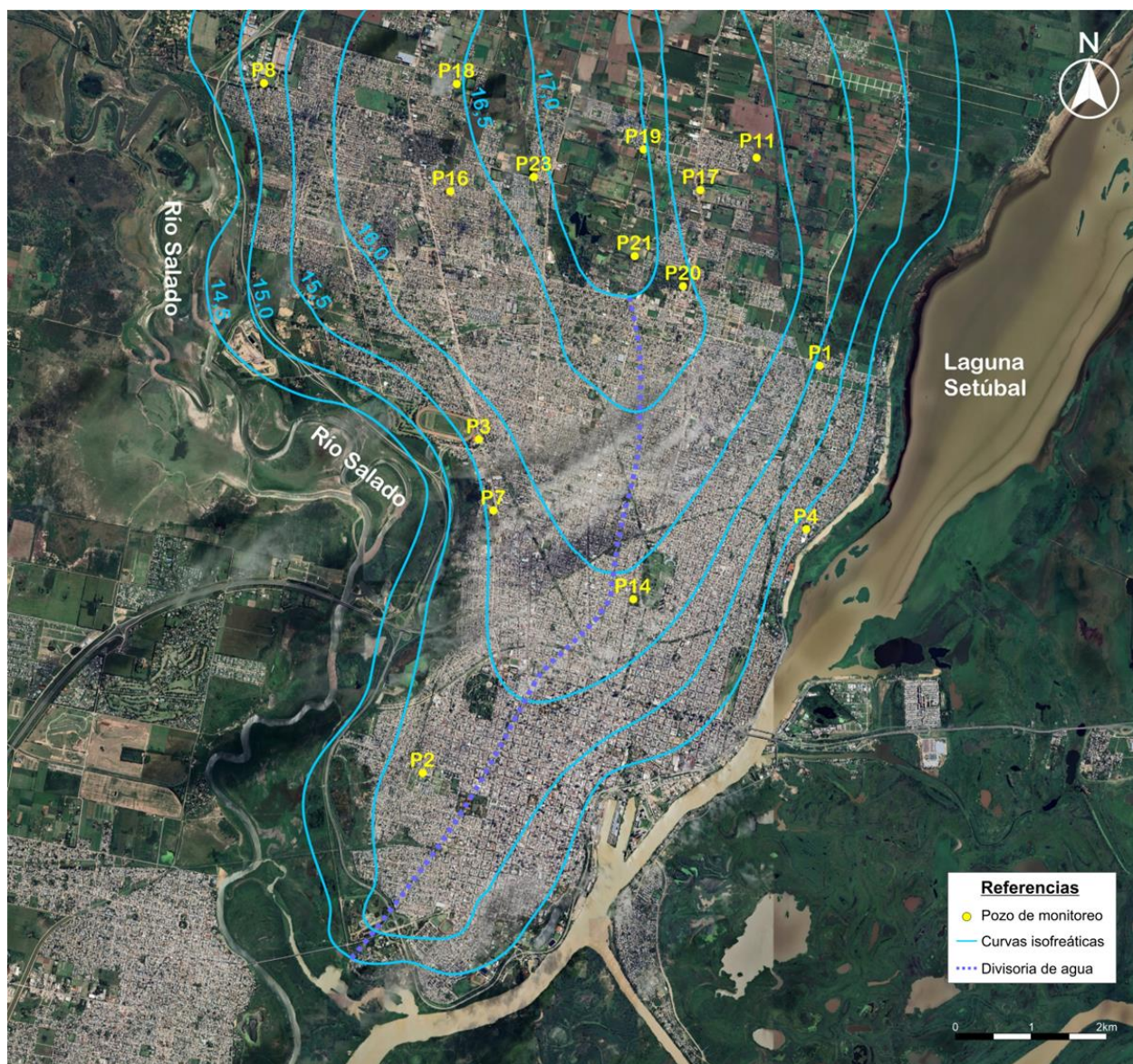


Figura 2.22.- Mapa de curvas equipotenciales. Abril 2016

2.4.4 Relación hidráulica entre los sedimentos pampeanos y la Fm. Ituzaingó

Con el objetivo de analizar la evolución del nivel de agua subterránea en los sedimentos pampeanos y en las arenas de la Fm. Ituzaingó, en conjunto con los registros de precipitación, se elaboraron series gráficas correspondientes a dos sitios de monitoreo que cuentan con pozos de observación instalados en cada uno de los estratos de forma diferenciada (Figuras 2.23 y 2.24). El período de análisis abarca desde el año 2009 hasta 2018.

La Figura 2.23 muestra los registros de los piezómetros P8 y P9, ubicados en el sector noroeste de la ciudad y separados horizontalmente por aproximadamente 2 m. El piezómetro P8 posee su tramo filtrante entre los 11 y 13 m de profundidad, dentro de la Fm. Ituzaingó, mientras que el piezómetro P9 está instalado exclusivamente en los sedimentos pampeanos.

De manera similar, la Figura 2.24 presenta los registros correspondientes a los piezómetros P14 y P15, localizados en el sector central de la ciudad y separados pocos metros. El piezómetro P14 cuenta con filtro en la Fm. Ituzaingó, mientras que el P15 lo tiene en los sedimentos pampeanos.

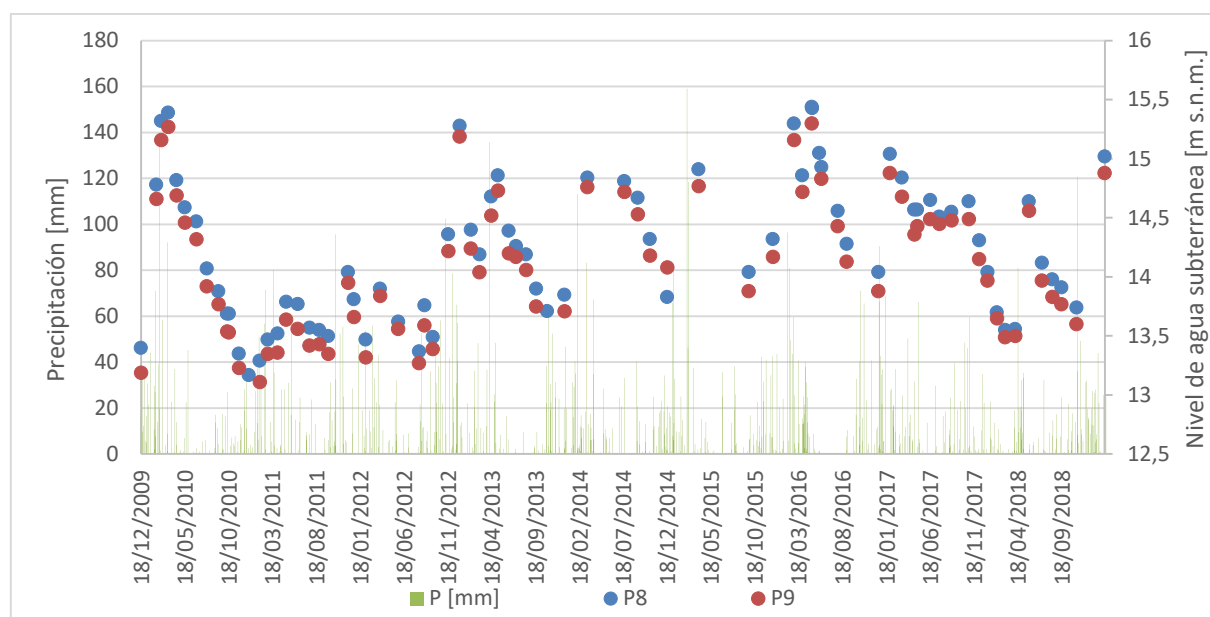


Figura 2.23.- Evolución temporal del nivel de agua subterránea en P8 y P9 y registro de precipitaciones

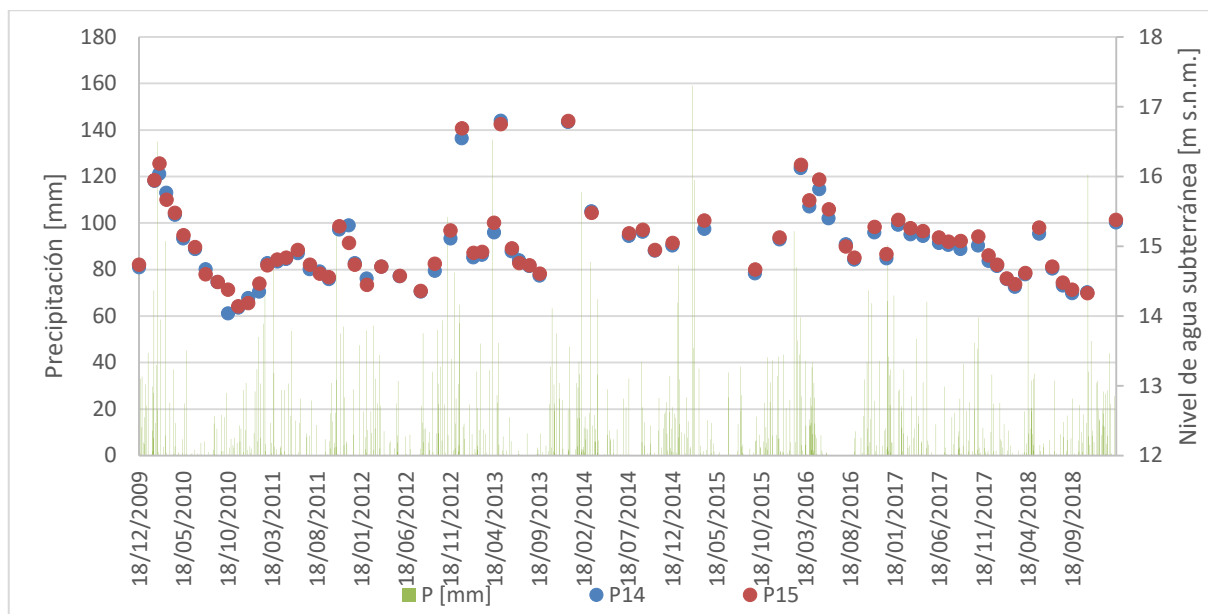


Figura 2.24.- Evolución temporal del nivel de agua subterránea en P14 y P15 y registro de precipitaciones

En ambos casos, se advierte una relación directa entre las precipitaciones y las fluctuaciones del nivel de agua subterránea. Estas fluctuaciones en los niveles ocurren de manera simultánea sugiriendo una fuerte conexión hidráulica entre los materiales donde se encuentran alojados cada par de piezómetros.

2.4.5 Hidroquímica

El estudio realizado por D'Elia et al. (2011) referido a la calidad química del agua subterránea en los pozos del norte de la red de monitoreo ubicados en la Fm. Ituzaingó, indica que el 60% de las muestras extraídas es de tipo bicarbonatada cálcica-magnésica, el 23% de tipo bicarbonatada sódica y 17% restante de tipo clorurada y/o sulfatada sódica (según la clasificación de Piper Hill).

Por su parte, los análisis isotópicos realizados por D'Elia et al. (2011) en dichas muestras arrojaron valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ con variaciones entre -4,0 y -7,9‰ y entre -22,0 y -47,0‰, respectivamente (Figura 2.25). Estos valores no difieren significativamente del valor isotópico medio anual ponderado de la precipitación en el área de estudio, lo que permite confirmar el origen meteórico del agua alojada en el acuífero. Asimismo, considerando la posición de estas muestras en relación con la recta meteórica local propuesta por D'Elia et al. (2004) se infiere que durante el proceso de infiltración hacia el ambiente subterráneo no se habrían producido

procesos relevantes de evaporación. Esta concordancia isotópica respalda la posibilidad de una recarga directa por precipitación, sin alteraciones significativas en la señal isotópica original.

El contenido de Tritio de las muestras de agua subterránea varía entre 1,7 y 3,0 unidades de Tritio (UT). De acuerdo a D'Elia et al. (2011) esto permite inferir que el agua alojada en el acuífero corresponde a una mezcla entre aguas submodernas (es decir, recargadas en las últimas décadas) y aguas de recarga reciente. La presencia de Tritio en estos niveles respalda la presunción de una recarga activa y relativamente rápida, compatible con las características del sistema hidrogeológico en estudio.

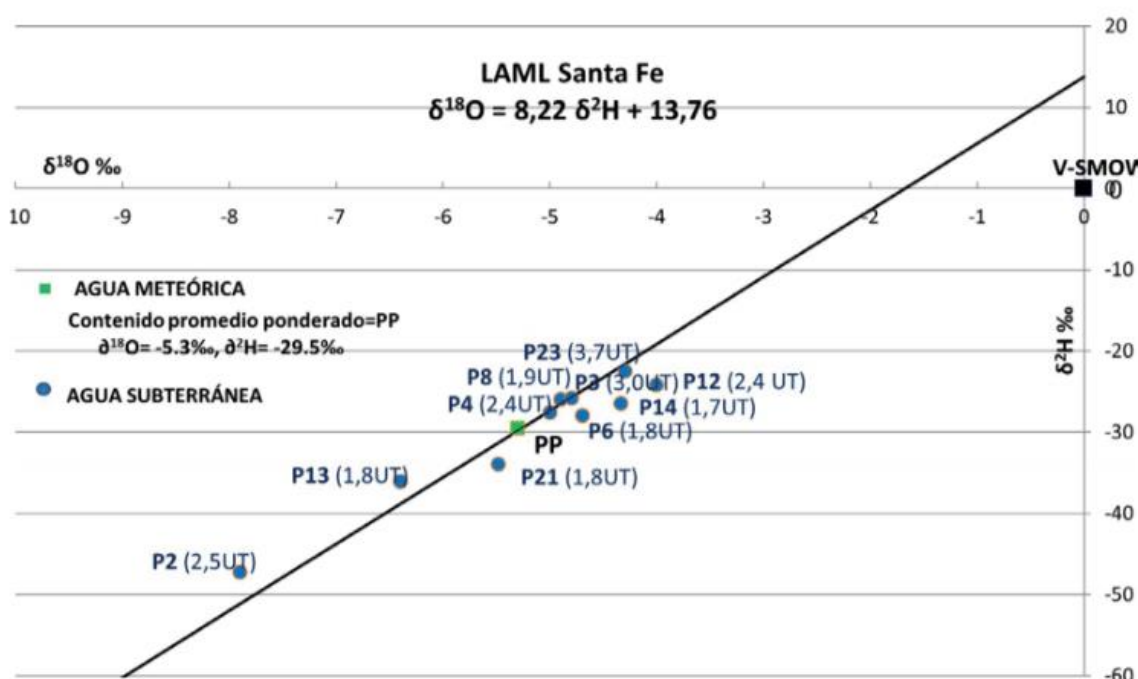


Figura 2.25.- Composición isotópica del agua subterránea y del agua de lluvia.

Extraída de D'Elia et al., (2011)

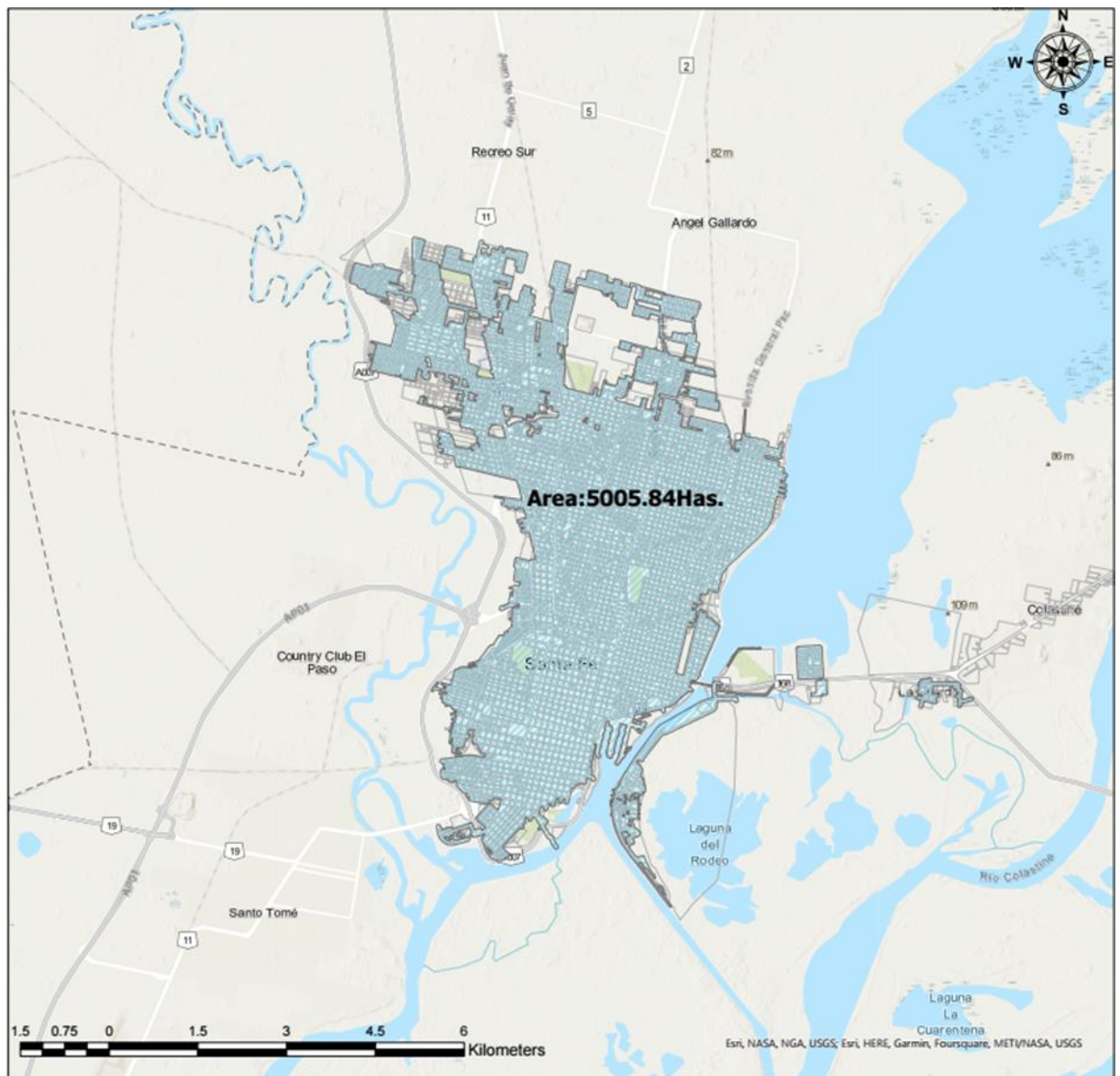
2.5 Cobertura de servicios sanitarios

El crecimiento urbano hacia el norte y el oeste de la ciudad de Santa Fe se produjo, en muchos casos, sin una planificación adecuada ni un ordenamiento territorial eficiente. Como consecuencia, numerosos barrios en estas áreas carecieron de infraestructura básica para garantizar el acceso a servicios públicos esenciales. Aunque esta expansión desordenada ocurrió principalmente a principios de los años 90, con el tiempo, las empresas prestatarias de los servicios, especialmente Aguas Santafesinas S.A., realizaron inversiones para mejorar el área

servida. Según los mapas de cobertura de servicios publicados por la empresa en 2023, el 95 % de los hogares particulares ocupados en la ciudad cuenta con servicio de agua potable, mientras que el 73 % dispone de servicio de cloacas.

Los mapas de distribución y cobertura de servicios se exponen en las Figuras 2.26 y 2.27. Se destaca que las zonas centro y sur de la ciudad están altamente urbanizadas y disponen de servicios de agua potable y cloacas, mientras que la zona norte presenta un menor nivel de urbanización y cobertura limitada de servicios. Si bien los habitantes de esta zona pueden poseer perforaciones particulares, el caudal que se extrae de las mismas es de muy poca magnitud como para ser considerado una fuente de descarga del acuífero.

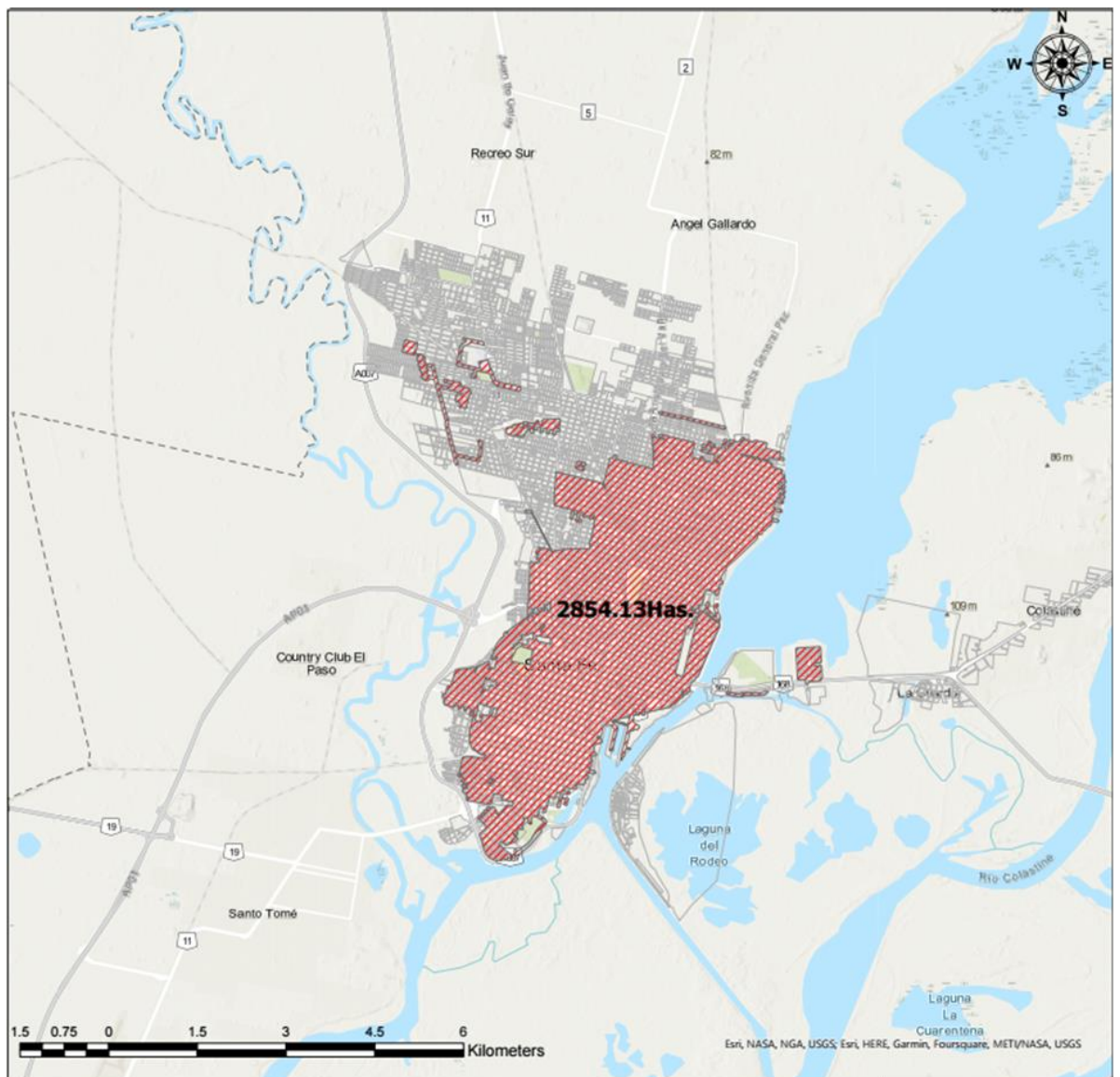
Esta distribución areal de los servicios se tuvo en cuenta al momento de estimar la recarga al acuífero.



Referencias

- Areas Servida Agua
- Manzanero

Figura 2.26.- Área con servicio de agua potable. Año 2022. Extraído de <https://www.aguassantafesinas.com.ar>



Referencias

- Area Servida Cloaca
- Manzanero

Figura 2.27.- Área con red cloacal. Año 2022. Extraído de <https://www.aguassantafesinas.com.ar>

Capítulo 3 Materiales y Métodos

3.1 Estimación de la conductividad hidráulica

Para estimar la conductividad hidráulica, se dispone de una amplia variedad de metodologías desarrolladas con distintos enfoques, según el propósito específico de cada estudio. Obras como las de Custodio y Llamas (1976), Butler y Healey (1998), Boulding (1995), Fetter (2001) y Todd y Mays (2005) ofrecen una descripción detallada de muchas de estas técnicas.

En el presente estudio, la selección de los métodos se realizó considerando las hipótesis que sustentan cada procedimiento, la disponibilidad de datos y el nivel de precisión requerido en los resultados. Los métodos aplicados fueron los siguientes:

- Ensayo de bombeo
- Ensayo de pulso (slug tests)
- Fórmulas empíricas
- Perfilaje granulométrico porcentual (PGP)

Con el objetivo de complementar y enriquecer la información obtenida a partir de la red de monitoreo de aguas subterráneas de la ciudad de Santa Fe, se solicitó a empresas privadas locales datos provenientes de estudios geotécnicos. Los datos disponibilizados incluyeron ubicación del sondeo, cota del terreno natural, perfiles litológicos y análisis granulométricos.

3.1.1 Ensayo de bombeo

Para este tipo de método, se incorporaron los resultados de tres ensayos de bombeo facilitados por consultores. Uno de estos ensayos se llevó a cabo en la localidad de Recreo Sur, próxima al área de estudio, y con características del subsuelo muy similares. Los otros dos ensayos se llevaron a cabo en sitios ubicados al norte y sur del área, barrio Villa Yapeyú y Parque del Sur, respectivamente (Figura 3.1).

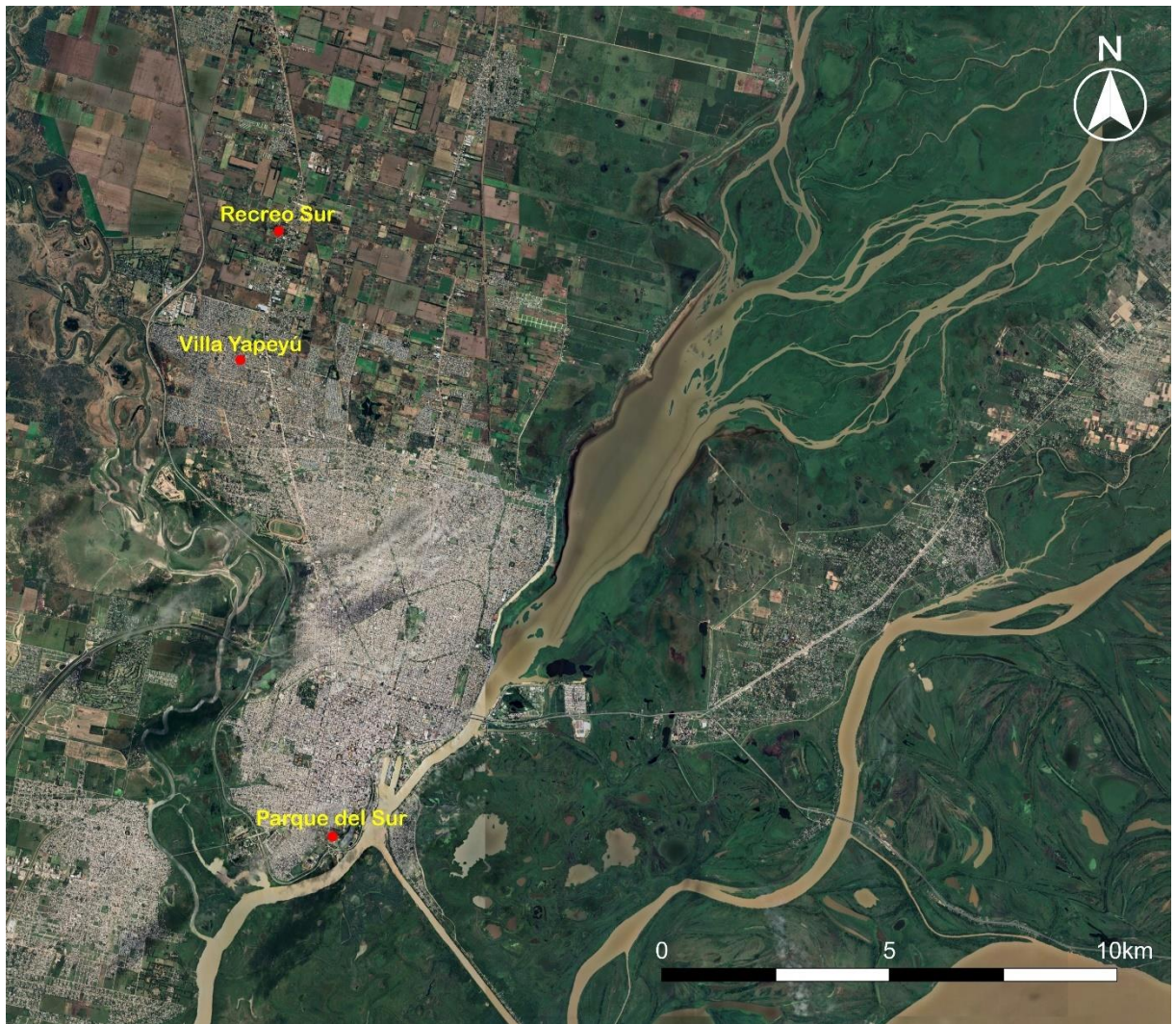


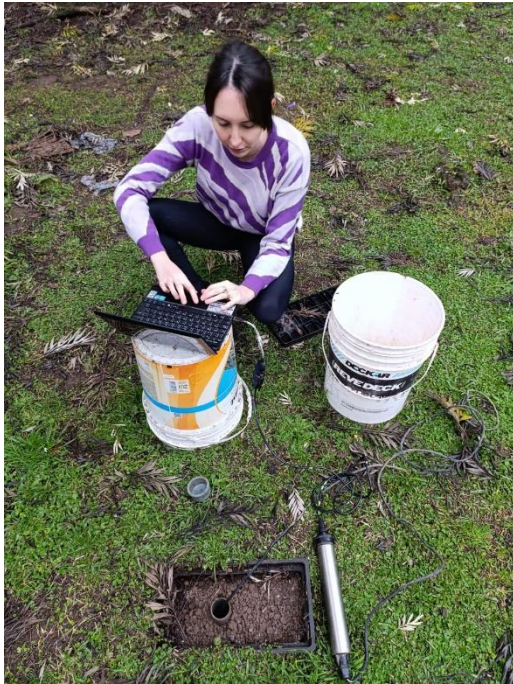
Figura 3.1.- Ubicación de los sitios con ensayo de bombeo

3.1.2 Ensayos de pulso (slug tests)

Los slug tests se llevaron a cabo en 14 sitios pertenecientes a la red de monitoreo de agua subterránea de la ciudad de Santa Fe (P1, P11, P14, P16, P17, P18, P19, P2, P20, P21, P23, P3, P4, P6, P7 y P8). Estos sitios poseen su tramo filtrante en las arenas de la Fm. Ituzaingó. Para estos ensayos la metodología utilizada fue la de inyectar agua de manera prácticamente instantánea hasta la boca del pozo. Esta opción fue seleccionada debido a la profundidad del nivel del agua subterránea y al diámetro del entubado. Los descensos en función del tiempo se registraron de manera continua hasta la recuperación de la posición inicial del nivel.

En la Figura 3.2a se muestra el equipo y los accesorios utilizados, entre ellos, un freatógrafo por transducción de presión Global Water GW16, notebook y baldes de 20 L. Las

figuras 3.2b y 3.2c ilustran el proceso de inyección de agua hasta alcanzar la boca del pozo de observación. Los niveles estáticos también se registraron de forma manual (Figura 3.2d).



(a) Freatígrafo



(b) Inyección de agua



(c) Nivel de agua en el pozo luego de la inyección



(d) Mediciones manuales de niveles

Figura 3.2.- Realización de los ensayos de pulso

Según Butler y Healey (1998), los ensayos de pulso suelen estimar valores de conductividad menores que los ensayos de bombeo. No obstante, y siguiendo las indicaciones de estos autores, los ensayos se repitieron tres veces, en diferentes días y en cada uno de los 14 pozos, con el objetivo de obtener valores de conductividad hidráulica más confiables. La misma recomendación fue indicada por Chirlin (1990), Fabbri et al. (2012), Fetter (1999) e Istok y Dawson (2014).

Para el procesamiento de los datos obtenidos en campo se empleó el software AQTESOLV for Windows, versión 4.5, desarrollado por HydroSOLV Inc. Se seleccionaron las metodologías propuestas por Bouwer y Rice (1976) y Hvorslev (1951), dado que ambas permiten su aplicación en acuíferos libres o confinados, así como en pozos parcial o totalmente penetrantes. A continuación, se presenta una síntesis de las formulaciones correspondientes a cada técnica.

Método de Hvorslev (1951)

El método de Hvorslev (1951) se basa en el análisis del flujo radial hacia un pozo de observación, empleando una forma simplificada del balance de flujo, análoga a la propuesta por Thiem para condiciones de flujo en estado estacionario.

Las hipótesis de este método son:

- el acuífero es de extensión infinita, homogéneo, isótropo y de espesor uniforme;
- la superficie piezométrica inicial es horizontal;
- la inyección o extracción del volumen de agua es instantánea y produce un cambio en el nivel inicial del agua;
- las pérdidas en el pozo son despreciables;
- el pozo es total o parcialmente penetrante;
- el pozo es considerado con un diámetro infinitesimal;
- el flujo hacia el pozo es horizontal.
- el flujo es estacionario.

Este autor dedujo una solución aproximada para el ensayo en la cual, la recuperación de niveles sigue una evolución exponencial en el tiempo (Fetter, 1999). De este modo, la conductividad hidráulica se estima como:

$$K = \frac{r^2 \ln\left(\frac{L}{R}\right)}{2 L T_L} \quad (3.1)$$

Donde: K es la conductividad hidráulica del acuífero [m/día]; L es la longitud del filtro [m]; R es el radio del filtro más el radio del prefiltro [m]; T_L es el tiempo en el que aún perdura el 37% del ascenso instantáneo inicial, es decir es el tiempo para el cual $h_t/h_0 = 0.37$ [día]; r es el radio del encamisado del piezómetro [m]; h_t es el desplazamiento en el tiempo t [m] y h_0 es el desplazamiento inicial [m].

Método de Bouwer-Rice

La solución de Bouwer y Rice (1976) asume, además de las hipótesis de Hvorslev (1951), que no hay un flujo sobre el nivel freático.

La ecuación propuesta por estos autores para estimar la conductividad hidráulica es:

$$K = \frac{r_c^2 \ln\left(\frac{R_e}{r_w}\right) 1}{2L} \ln\left(\frac{h_0}{h_t}\right) \quad (3.2)$$

Donde: K es la conductividad hidráulica [m/s]; r_c es el radio del encamisado [m]; t es el tiempo desde la extracción (o inyección) del volumen de agua [s]; R_e es el radio de influencia del ensayo [m]; r_w es el radio efectivo del pozo (radio del pozo más el prefiltro de grava) [m]; L es la longitud del filtro [m]; h_t es el desplazamiento en el tiempo t [m] y h_0 es el descenso inicial [m].

Como no es posible calcular el radio de influencia (R_e) de la prueba, el grupo $\ln(R_e/r_w)$ se calcula con una de las siguientes expresiones:

Para pozos parcialmente penetrantes:

$$\ln\left(\frac{R_e}{r_w}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln\left(\frac{Z}{r_w}\right)} + \frac{A + B \ln\left(\frac{D-Z}{r_w}\right)}{\frac{L}{r_w}} \right]^{-1} \quad (3.3)$$

Para pozos totalmente penetrantes:

$$\ln\left(\frac{R_e}{r_w}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln\left(\frac{Z}{r_w}\right)} + \frac{C}{\frac{L}{r_w}} \right]^{-1} \quad (3.4)$$

Donde: Z es la distancia desde el nivel del agua hasta la base del filtro [m]; D es el espesor del acuífero [m]; A , B y C son parámetros adimensionales que se calculan en función de la longitud de la zona filtrante y del radio del pozo.

3.1.3 Fórmulas empíricas

Una estrategia empleada para estimar la conductividad hidráulica consiste en analizar el tamaño de los sedimentos. Aunque se reconoce que la confiabilidad de este enfoque puede ser limitada, su simplicidad y la accesibilidad de los datos necesarios lo convierten en una herramienta útil en estudios hidrogeológicos cuando no se dispone de otra información. Las expresiones empíricas derivadas de este método se aplican principalmente a medios de granulometría mediana a gruesa, y pueden ofrecer estimaciones razonables en contextos donde el diámetro de los sedimentos es relativamente uniforme (Custodio y Llamas, 1976; United Nations, 1995).

La mayoría de estas fórmulas empíricas comparten la característica de elevar a alguna potencia (generalmente al cuadrado) el diámetro efectivo (d_{10}) y luego multiplicarlo por un coeficiente. Este coeficiente puede ser una constante, un valor ajustado o la elección de un parámetro en función de la disposición o forma de los granos.

En el presente trabajo de tesis, el procedimiento general para aplicar las formulaciones empíricas consistió en graficar las curvas granulométricas correspondientes a cada una de las muestras obtenidas de los perfiles litológicos disponibles. A partir de estas curvas se determinaron los diámetros representativos y los coeficientes de uniformidad asociados. Para la estimación de la conductividad hidráulica se emplearon diversas expresiones empíricas ampliamente reconocidas en la bibliografía internacional, entre ellas las propuestas por Hazen (1892), Kozeny-Carman (1927), Beyer (1964), Slitcher (1899), Terzaghi (1925), USBR (1967), Seelheim (1880) y Alyamani y Sen (1993), cuyas formulaciones se detallan a continuación.

- Ecuación de Hazen (1892):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) 6 \times 10^{-4} (1 + 10(\phi - 0.26)) * d_{10}^2 \quad (3.5)$$

Se suele utilizar en muestras que poseen un coeficiente de uniformidad $Cu < 5$ y un tamaño de grano efectivo entre $0.1 \text{ mm} \leq d_{10} \leq 3 \text{ mm}$.

- Ecuación de Kozeny-Carman (1927):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) \left(\frac{\phi^3}{(1-\phi)^2}\right) \left(\frac{d_{10}^2}{C_s}\right) \quad (3.6)$$

El coeficiente C_s es la constante de Kozeny-Carman, que depende de la forma y tortuosidad de los poros.

Esta es una de las ecuaciones más aceptadas y usadas para la estimación de K como función de las características del sedimento. Su uso no es apropiado para sedimentos que poseen un $d_{10} > 3 \text{ mm}$ o para sedimentos arcillosos.

- Ecuación de Beyer (1964):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) 6 \times 10^{-4} \log_{10} \left(\frac{500}{Cu}\right) d_{10}^2 \quad (3.7)$$

Se la considera de utilidad para materiales con granos pobremente seleccionados como para aquellos con una distribución heterogénea: $1 < Cu < 20$. El diámetro del sedimento válido para la aplicación de esta expresión varía entre $0.06 \text{ mm} < d_{10} < 0.6 \text{ mm}$.

- Ecuación de Slitcher (1899):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) 1 \times 10^{-2} \phi^{3.287} d_{10}^2 \quad (3.8)$$

Es aplicable a muestras con $0.01 \text{ mm} < d_{10} < 5 \text{ mm}$.

- Ecuación de Terzaghi (1925):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) C_t \left(\frac{\phi - 0.13}{\sqrt[3]{1-\phi}}\right)^2 d_{10}^2 \quad (3.9)$$

Esta fórmula se emplea principalmente para texturas arenosas de granos grandes. El coeficiente de clasificación C_t toma valores entre 6.1×10^{-3} y 10.7×10^{-3} .

- Ecuación del USBR (1967):

$$K = \left(\frac{g}{v}\right) 4.8 \times 10^{-4} d_{20}^{2.3} \quad (3.10)$$

- Ecuación de Seelheim (1880):

$$K = C_s d_{50}^2 \quad (3.11)$$

C_s es una constante empírica que depende de la porosidad del suelo.

- Ecuación de Alyamani y Sen (1993):

La expresión desarrollada por estos autores relaciona la conductividad hidráulica, en cm/s, con la pendiente inicial y la intersección con la curva granulométrica.

$$K = 1.505[I_0 + 0.025 (d_{50} - d_{10})]^2 \quad (3.12)$$

Donde: I_0 es el valor resultante de prolongar la línea recta que une el (d_{50}) con el (d_{10}) de la curva granulométrica hasta cortar el eje x (Figura 3.3).

Como ejemplo de la determinación del parámetro I_0 de la ecuación de Alyamani y Sen (ecuación 3.12) se muestra el cálculo para la profundidad de 5 a 6 m del pozo D1.

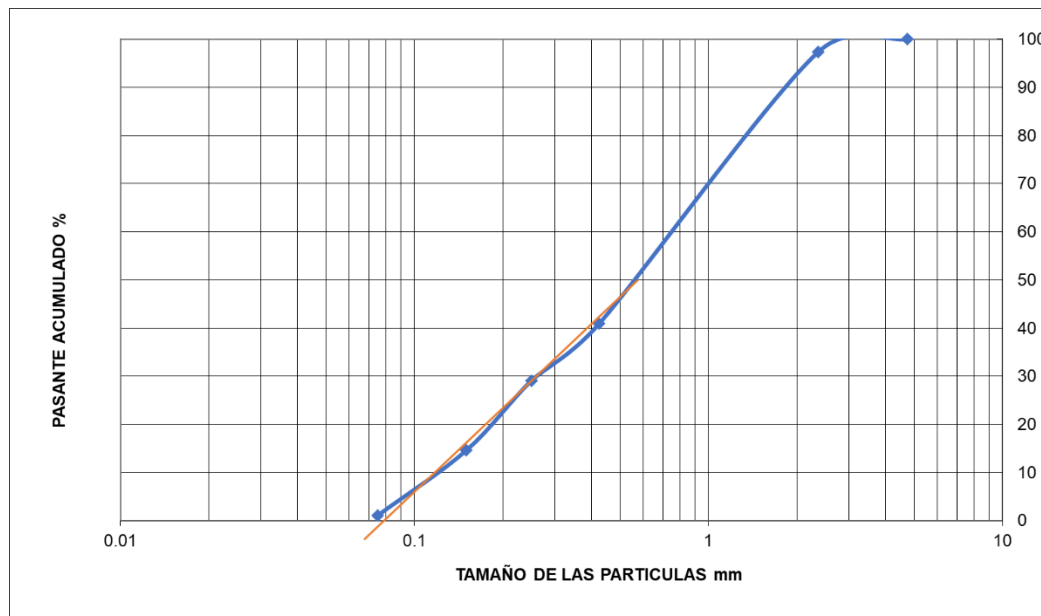


Figura 3.3.- Determinación de I_0 para la profundidad 5 a 6 m del pozo D1.

En las ecuaciones utilizadas: g es la aceleración de la gravedad, ν es la viscosidad cinemática y ϕ es la porosidad. El d_{10} , conocido como diámetro efectivo, representa el tamaño de la partícula para el cual el 10% del material es más fino. El d_{20} corresponde al diámetro de la partícula por debajo del cual se encuentra el 20% en peso del material. El d_{50} , por su parte, corresponde al diámetro medio, es decir, el tamaño para el cual el 50% de la muestra ha pasado por el tamiz. El coeficiente de uniformidad (C_u) se define como la relación entre el d_{60} y el

diámetro efectivo, $C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$, y expresa el grado de uniformidad de los sedimentos (Sterret, 2007).

Cabe destacar que el valor de la porosidad se encontraba incluido en los informes geotécnicos suministrados por las empresas privadas. Por su parte, en las perforaciones de la red de monitoreo de la ciudad de Santa Fe, la porosidad fue estimada mediante tablas considerando las descripciones litológicas y granulométricas de los sedimentos que componen el subsuelo.

3.1.4 Perfilaje granulométrico porcentual (PGP)

La disponibilidad de perfiles litológicos muestreados, en su mayoría, a intervalos de un metro y acompañados de análisis granulométricos, permitió aplicar el método denominado Perfilaje Granulométrico Porcentual (PGP). Esta metodología fue desarrollada originalmente por Filí y Kolomi (inédito) en una región con características geológicas muy similares a las del área de estudio abordada en esta tesis. El enfoque propuesto ofrece una alternativa accesible para estimar la conductividad hidráulica en medios porosos, a partir de la información granulométrica disponible.

Los pasos para aplicar este método son los siguientes:

1. Reordenar la información granulométrica en una tabla diseñada para el PGP. Este ordenamiento consiste en convertir la muestra en un compuesto ternario A, B y C de la siguiente manera:

- La fracción limo-arcillosa, que pasa por el tamiz de malla 200, se designa como elemento A.
- La arena fina y muy fina, que pasa por el tamiz 60 y es retenida por el 200, se designa como elemento B.
- La arena mediana a gruesa, que pasa por el tamiz 10 y es retenida por el 60, se designa como elemento C.

2. Los porcentajes resultantes de los compuestos ternarios A, B y C se grafican en función de la ubicación de las muestras en el perfil, obteniéndose así el PGP (Figura 3.4).

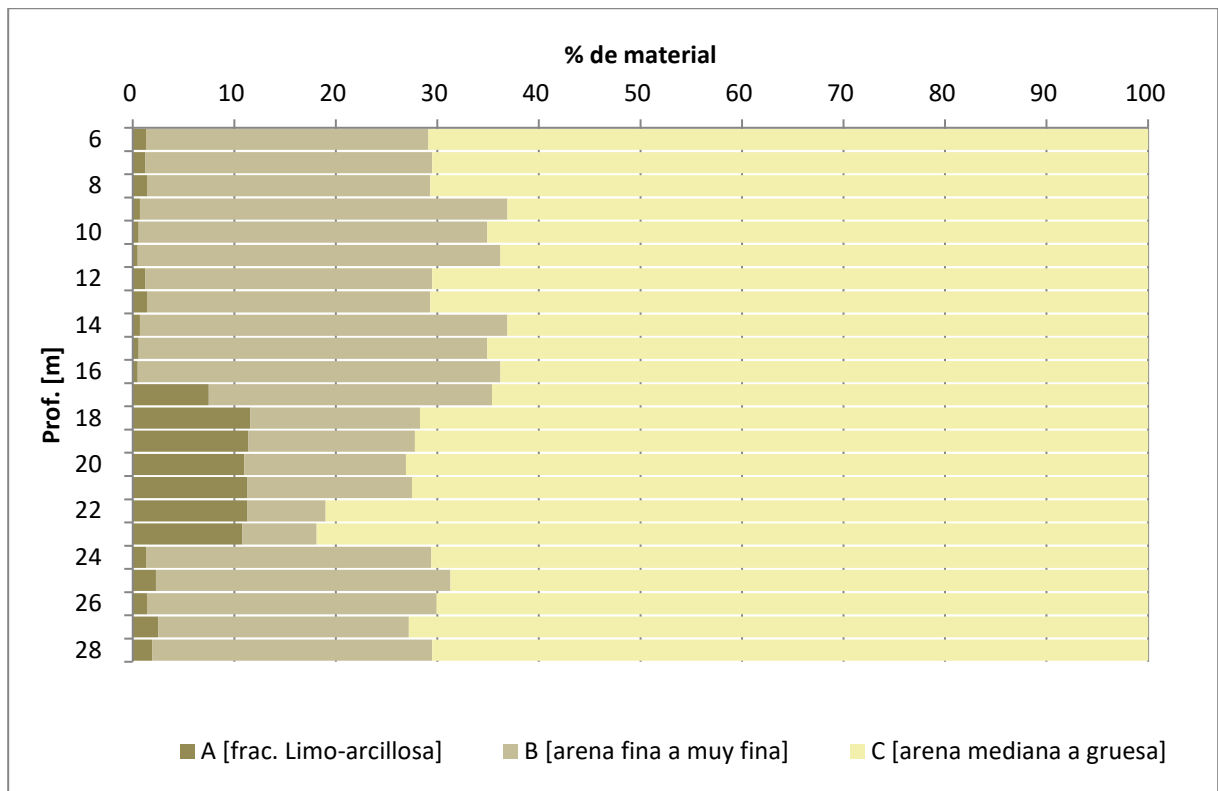


Figura 3.4.- Ejemplo de Perfilaje Granulométrico Porcentual en el pozo testigo D1

3. Luego, los porcentajes relativos a los compuestos A, B y C se trasladan a un gráfico triangular propuesto por Fili y Kolomi donde se identifica un punto en una de las áreas del gráfico, las que tienen asociado un valor de conductividad hidráulica (Figura 3.4).

Los valores de conductividad hidráulica asignados por los autores a cada una de las áreas se derivaron de más de 100 ensayos de bombeo realizados en el marco de los estudios geológicos e hidrogeológicos del Proyecto Paraná Medio, dentro del área de estudio que este abarcaba.

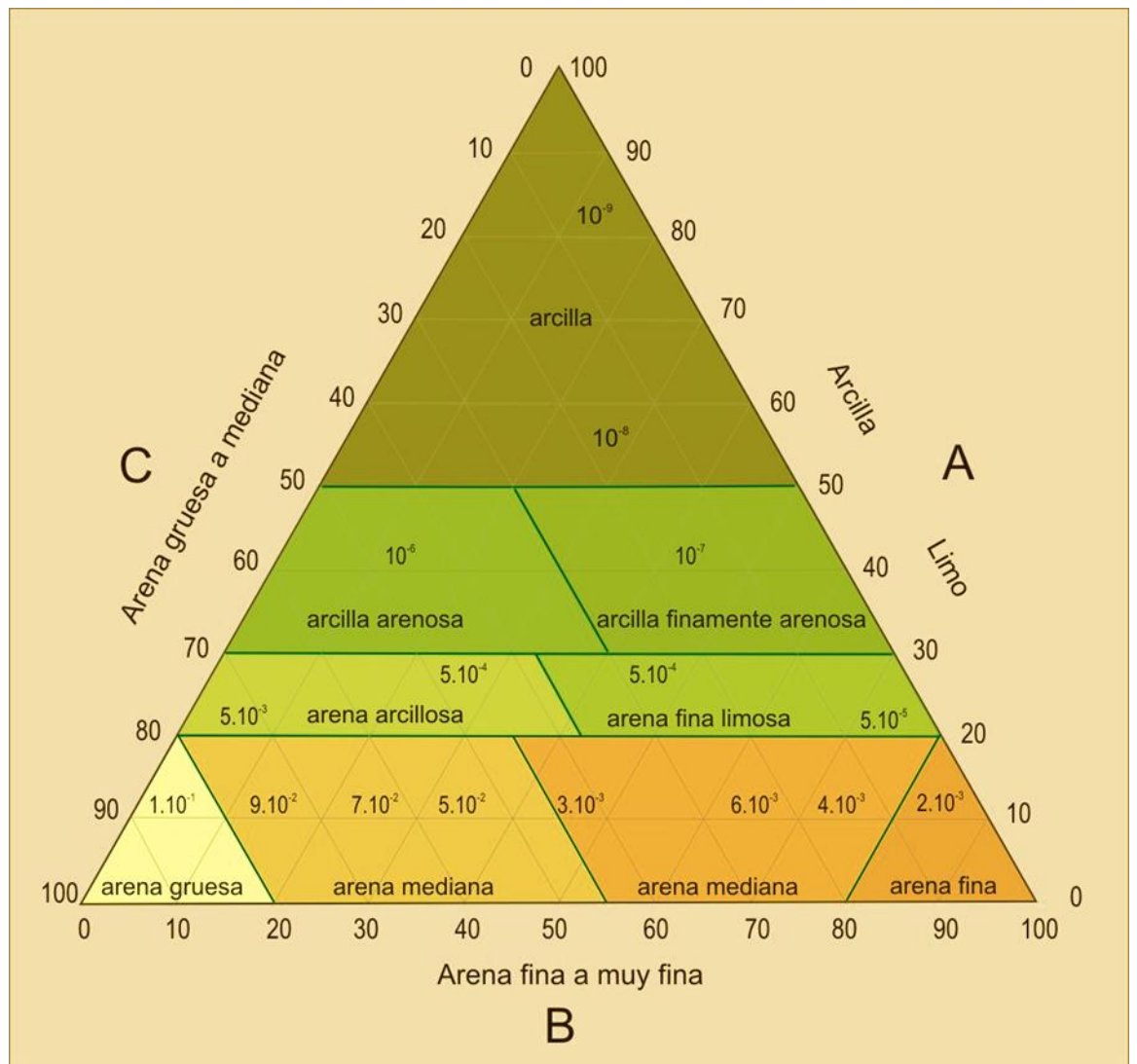


Figura 3.5.- Gráfico para la determinación de K [cm/s] según composición granulométrica. Modificado de Fili y Kolomi (inérito)

4. El valor de conductividad hidráulica obtenido a partir del gráfico triangular de la Figura 3.5 se registra en la tabla de los compuestos ternarios, asignando un valor de conductividad hidráulica para cada profundidad muestreada.

Este método permitió estimar la conductividad hidráulica en cada sitio con información granulométrica, a partir del cálculo de un valor ponderado según el espesor de las muestras identificadas en la descripción del perfil litológico.

3.2 Estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica

Dado que la mayoría de los parámetros y variables hidrogeológicas presentan variaciones aleatorias, resulta recomendable aplicar procedimientos metodológicos que permitan identificar y describir su estructura de variación. En particular, para la conductividad hidráulica se emplearon técnicas geoestadísticas con el fin de caracterizar su variabilidad espacial a partir de los valores previamente estimados.

Para el análisis exploratorio de datos (estadísticas univariadas, diagramas de frecuencia, diagramas de dispersión, Q-Qplot) se empleó el software libre InfoStat (Di Rienzo et al., 2010), mientras que para el procesamiento geoestadístico se utilizó el programa Surfer® en su versión 13 (Golden Software, LLC).

Luego del análisis exploratorio de datos se realizó un análisis estructural tal como lo proponen Samper y Carrera (1990). Para ello se consideró a la conductividad hidráulica como una variable aleatoria estacionaria. Desde el punto de vista matemático, la hipótesis de estacionariedad consiste en postular que la distribución espacial de la función aleatoria es invariante por traslación, es decir, que las propiedades de un conjunto de datos no dependen de su posición absoluta en el espacio, sino que solamente de sus posiciones relativas. Bajo esta hipótesis, la covarianza, el correlograma y el variograma se pueden definir en función de la distancia h entre mediciones.

Para el análisis estructural se procedió a:

- Definir los parámetros que intervienen en el cálculo del variograma experimental:
 - dirección de interés (acimut, inclinación),
 - distancias de interés (en general múltiplos de una distancia elemental o “lag”),
 - tolerancia en la dirección (tolerancia angular y ancho(s) de banda) y
 - tolerancia en las distancias.
- Calcular los variogramas experimentales omnidireccionales y direccionales.
- Ajustar un modelo teórico de variograma al variograma experimental.
- Seleccionar un modelo teórico de variograma en función del método de la validación cruzada.

Una vez seleccionado y validado el modelo teórico de variograma que mejor representa la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica, se interpolaron sus valores adoptando una grilla regular con la que se discretizó el área de estudio.

La dimensión de esta grilla se adoptó en función del alcance del modelo teórico ajustado, asegurando que las celdas sean lo suficientemente pequeñas para capturar la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica, pero lo suficientemente grandes como para mantener la estabilidad numérica y la eficiencia computacional del análisis. Autores como Isaaks y Srivastava, (1989), Goovaerts, (1997), Corzo y Burgos (2022) y Barraza et al. (2013), proponen emplear celdas que representen entre 1/4 y 1/10 del rango del variograma para asegurar una resolución adecuada en las estimaciones que se realicen.

3.3 Estimación de los valores regionalizados de la conductividad hidráulica

El análisis de la bibliografía especializada permitió identificar al kriging como el método de interpolación más adecuado para este estudio. Esta técnica se basa en el uso de estimadores lineales e insesgados que permiten obtener la mejor estimación posible de una variable en ubicaciones no muestreadas, minimizando la incertidumbre asociada. Dicha incertidumbre se cuantifica mediante la varianza del error de estimación (Samper y Carrera, 1990; Chilès y Delfiner, 1999).

En el presente trabajo de tesis se implementó el método de kriging ordinario en dos dimensiones (2D), utilizando la estimación por bloques para la discretización de la grilla espacial. Esta modalidad de estimación ofrece una mayor flexibilidad y coherencia, al incorporar no solo valores puntuales, sino también la variabilidad interna de cada bloque. De este modo, se obtiene una representación más robusta del fenómeno analizado (Isaaks y Srivastava, 1989; Goovaerts, 1997).

3.4 Estimación de la recarga al acuífero en la zona de estudio

La recarga en el área de estudio fue estimada mediante el método de fluctuación de niveles de agua subterránea.

Esta metodología considera que la recarga puede calcularse como:

$$R = \frac{S_y dh}{dt} = \frac{S_y \Delta h}{\Delta t} \quad (3.13)$$

La ecuación 3.13 se fundamenta en el principio de conservación de masa aplicado al almacenamiento de agua subterránea en acuíferos libres. En esta expresión, R representa la recarga, S_y es el rendimiento específico (adimensional), Δh es el cambio en el nivel freático, y Δt es el intervalo de tiempo durante el cual ocurre dicho cambio. Las unidades deben ser consistentes, como, por ejemplo: R [mm/día]; Δh [mm] y Δt [días].

Para que la estimación de la recarga sea válida, no deben existir interferencias significativas por flujo lateral ni por actividades de bombeo cercanas. El supuesto fundamental es que cualquier incremento en el nivel de agua subterránea observado corresponde exclusivamente a recarga vertical neta (Healy, 2010).

La precisión del método depende en gran medida de la frecuencia de las mediciones del nivel de agua subterránea. Idealmente, se deberían utilizar series de datos diarias, preferentemente obtenidas mediante registradores automáticos. Intervalos de medición más amplios, como los mensuales, tienden a subestimar la recarga, ya que integran tanto el ascenso inicial como el drenaje posterior del acuífero (Lerner et al., 1990). Healy y Cook (2002) recomiendan que los registros del nivel de agua subterránea sean lo suficientemente frecuentes como para capturar la respuesta hidrodinámica inmediata del acuífero. En este trabajo de tesis, y en función de los registros disponibles, el intervalo de tiempo considerado fue mensual.

3.5 Implementación del modelo hidrogeológico de flujo

Sobre la base del modelo conceptual de funcionamiento del sistema acuífero de la ciudad de Santa Fe y la estimación de la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica, se procedió a la implementación del modelo numérico, en estado estacionario con el código Visual MODFLOW (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2015).

Para ello se discretizó al dominio horizontal y verticalmente. En la dirección horizontal el tamaño de las celdas empleadas fue el mismo que el utilizado para la estimación de la conductividad hidráulica al utilizar el método de kriging. En el sentido vertical, se tuvieron en cuenta los sedimentos pampeanos y los de la Fm. Ituzaingó. Se asumió que el techo de la Fm. Paraná constituiría la base del área a modelar.

Se definieron las celdas activas e inactivas en función de los límites y geometría del área de estudio. Se asignaron los valores de los parámetros hidráulicos formacionales, las

condiciones iniciales y las de borde. Se ingresaron los pozos de la red de monitoreo de la ciudad como pozos de observación para la calibración con la cota del nivel de agua correspondiente.

El proceso de calibración se realizó en régimen permanente, con el propósito de reproducir la variable de estado observada con la mayor fidelidad posible mediante el módulo PEST del software de modelación utilizado. Durante su ejecución, los valores iniciales de conductividad hidráulica fueron ajustados automáticamente dentro de los rangos establecidos, respetando la estructura de correlación espacial previamente definida.

Posteriormente, se efectuó una calibración manual bajo el supuesto de homogeneidad del sistema, asignando valores constantes de conductividad hidráulica a cada una de las capas.

Una vez calibrado y optimizado el modelo, se procedió a la simulación de distintos escenarios para conocer el comportamiento de los niveles de agua subterránea en el área de estudio. Las situaciones modeladas fueron: (1) río Salado con niveles hidrométricos altos (tiempo de recurrencia, Tr , de 100 años) y laguna Setúbal con niveles bajos ($Tr = 2$ años); (2) río Salado y laguna Setúbal con niveles altos ($Tr = 100$ años); (3) río Salado con nivel bajo ($Tr = 2$ años) y laguna Setúbal con nivel alto ($Tr = 100$ años).

Capítulo 4 Estimación de la conductividad hidráulica

4.1 Ensayos de bombeo

Tal como se indicó en el Capítulo 3, esta tesis incorpora los resultados de tres ensayos de bombeo. En todos los casos, tanto el pozo de bombeo como el pozo de observación estuvieron emplazados en sedimentos correspondientes a la Fm. Ituzaingó.

I- Ensayo de bombeo en la localidad de Recreo Sur

Debido a la proximidad entre esta localidad y el área de estudio, se analizó el resultado del ensayo de bombeo realizado en el marco del estudio de una nueva fuente de abastecimiento de agua potable para la ciudad de Recreo Sur. El ensayo se llevó a cabo con un caudal constante de 12.000 L/h, registrándose la variación del nivel dinámico en un pozo de observación ubicado a 8 metros del pozo de bombeo, cuya profundidad alcanzó los 31 metros. Los valores informados por el autor del estudio fueron: transmisividad, $T=384 \text{ m}^2/\text{d}$, rendimiento específico $S_y=0.1$ y conductividad hidráulica, $K=12,8 \text{ m/día}$.

II- Ensayo de bombeo en el Parque del Sur

Para un estudio hidrogeológico llevado a cabo en el Parque del Sur se realizó un ensayo de bombeo a caudal constante de 70.000 L/h. El pozo de observación se encontraba a 5 m del pozo de bombeo. Ambos pozos presentaban una profundidad de 39 m. Los resultados informados indicaron una $T = 3290 \text{ m}^2/\text{día}$ y un $S_y = 0,16$. De acuerdo con la litología descrita en el estudio, y con el valor de transmisividad informado, se estimó una conductividad hidráulica de $73,9 \text{ m/día}$.

III- Ensayo de bombeo en Villa Yapeyú

El ensayo de bombeo llevado a cabo en este sector de la ciudad se realizó con un caudal constante de 97.000 L/h. Según lo informado, los niveles dinámicos se midieron en un pozo de observación ubicado a 2 m de distancia del pozo de bombeo cuya profundidad alcanzó los 40 m. Los valores obtenidos de transmisividad y rendimiento específico fueron: $T = 3314 \text{ m}^2/\text{d}$ y $S_y = 0,098$, respectivamente. En función del espesor acuífero reportado en la descripción litológica, la conductividad hidráulica se estimó en $K = 94,7 \text{ m/día}$.

Los valores del rendimiento específico para los 3 sitios de ensayo estarían indicando que el acuífero que subyace a la ciudad de Santa Fe y alojado en las arenas de la Fm. Ituzaingó

se comportaría como libre. Dada la limitada información disponible de este parámetros, se asume para estas arenas un valor constante de rendimiento específico, S_y , igual a 0,1.

Con relación a las diferencias observadas en los valores de transmisividad reportados en los tres sitios donde se realizaron los ensayos de bombeo, se procedió a analizar las posibles causas de esta discrepancia. Se observó la notable variabilidad en los caudales de bombeo empleados en cada caso, así como la profundidad de los pozos utilizados.

Una posible explicación para esta diferencia se relaciona con los efectos no lineales inducidos por caudales elevados. Según Kruseman y de Ridder (1994), en ensayos de bombeo con caudales muy altos puede producirse una movilización de partículas finas dentro del acuífero (obstrucción de poros), lo que lleva a un subregistro del descenso en las etapas iniciales del ensayo. Esta situación puede conducir a una sobreestimación de la transmisividad si el descenso medido es menor al que realmente corresponde al caudal extraído. Asimismo, Neuman (1975) destacó que cuando se producen grandes descensos cerca del pozo, la heterogeneidad del medio puede tener un papel más significativo, y el cono de depresión puede interceptar zonas de mayor o menor conductividad, lo que distorsionaría la interpretación global del acuífero al considerarlo homogéneo.

Por otra parte, Butler (1990) advierte que, en acuíferos heterogéneos, la escala de observación influye en los valores de transmisividad estimados. A medida que se incrementa el radio de influencia del bombeo (algo que sucede con caudales elevados), el ensayo de bombeo integra la respuesta de un volumen mayor del acuífero, que puede incluir materiales con mejores propiedades hidráulicas. Así, el mayor caudal no solo incrementa el volumen de acuífero influenciado, sino que también puede poner en evidencia zonas de alta transmisividad que no se detectan en ensayos de menor escala.

Analizando la litología, los tramos filtrantes en Recreo Sur se encuentran en estratos de arenas limosas, mientras que en Villa Yapeyú y Parque Sur atraviesan materiales más permeables, como gravilla, arena gruesa y limpia.

4.2 Slug test

Los ensayos de pulso se realizaron en todos los pozos de la red de monitoreo cuya profundidad alcanzaba las arenas de la Fm. Itzaingó. Estos pozos fueron P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8, P11, P14, P16, P17, P18, P19, P20, P21 y P23 (cuyas ubicaciones se muestran en la

Figura 2.17). A modo de ejemplo, en la Tabla 4.1, se presentan los resultados del ensayo realizado en el pozo P1 (31°35'48,52"S; 60°40'23,11"O). En la oportunidad de realizar el primer ensayo, la profundidad del nivel estático era de 5,85 m.

Tabla 4.1.- Descensos en función del tiempo para el pozo P1

t [min]	Profundidad [m]	t [min]	Profundidad [m]
0,01	0,05	1,59	5,5
0,03	0,7	1,71	5,59
0,2	1,52	1,87	5,61
0,25	2,22	1,95	5,67
0,4	2,75	2,1	5,73
0,5	3,51	2,2	5,73
0,6	3,86	2,3	5,75
0,7	4,21	2,4	5,77
0,8	4,5	2,5	5,78
0,9	4,74	2,66	5,79
1	4,83	10	5,79
1,1	5	15	5,79
1,2	5,21	20	5,79
1,3	5,21	30	5,79
1,44	5,41	120	5,79

Para este sitio, la estimación de la conductividad hidráulica utilizando la metodología de Hvorslev (1951) arrojó un valor de 8.8 m/día (Figura 4.1), mientras que con el método de Bouwer y Rice (1976) se obtuvo un valor de 7.5 m/día (Figura 4.2).

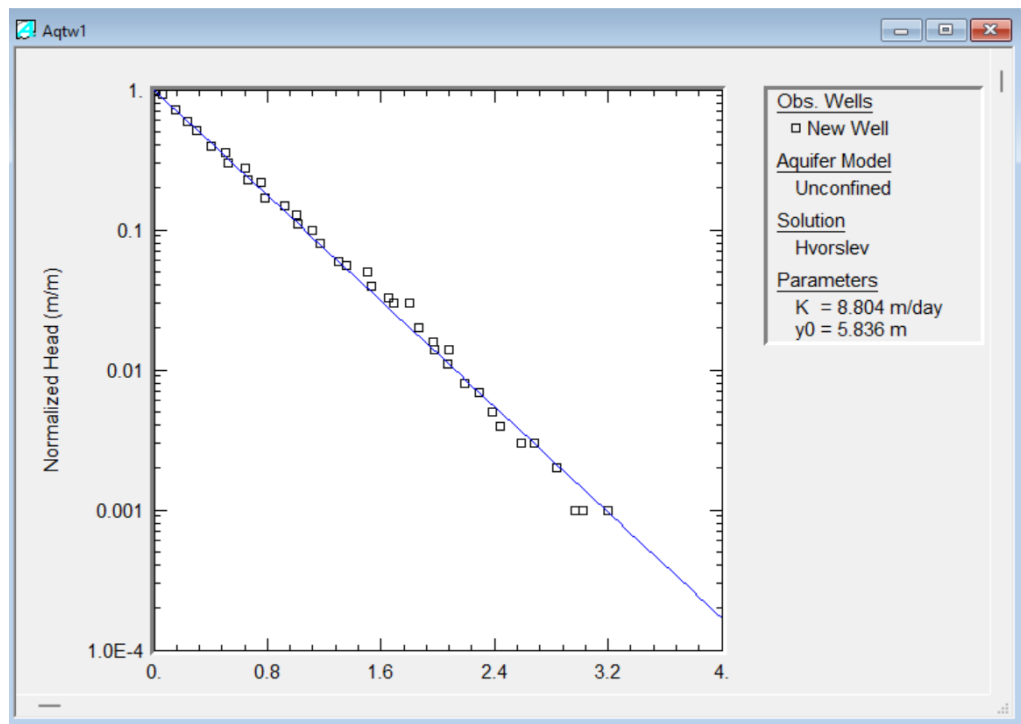


Figura 4.1.- Ajuste de curva teórica a los datos de campo utilizando el programa AQTESOLV para la estimación de K según el método de Hvorslev en el pozo P1

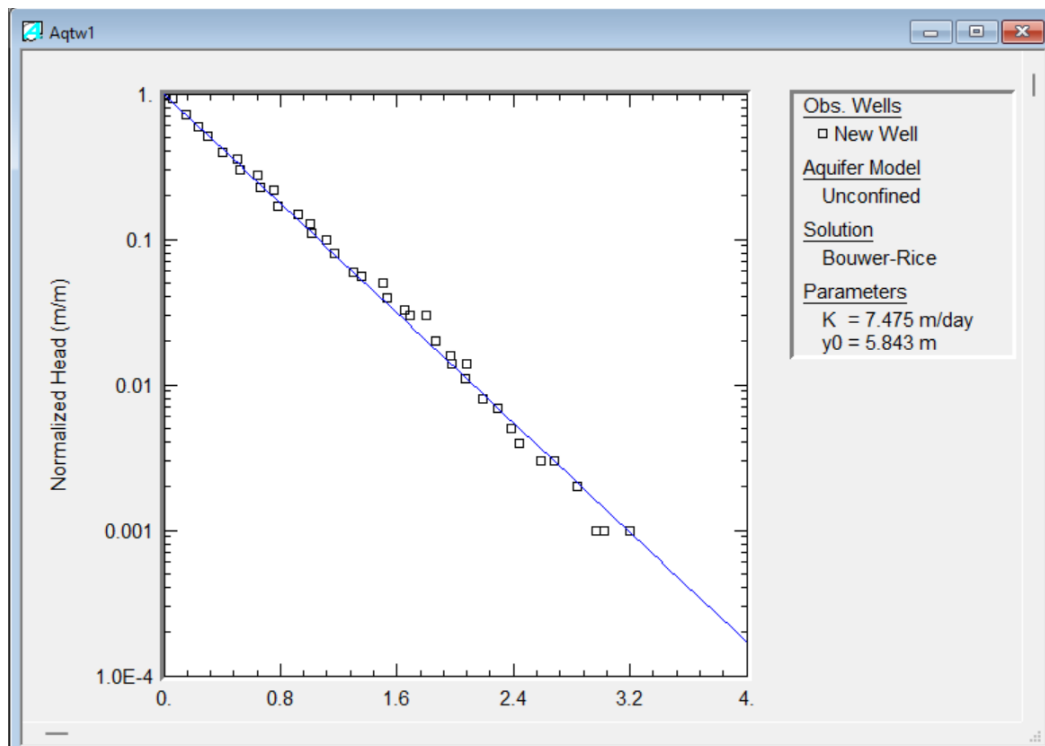


Figura 4.2.- Ajuste de curva teórica a los datos de campo utilizando el programa AQTESOLV para la estimación de K según el método de Bouwer-Rice en el pozo P1

Siguiendo las indicaciones de Butler y Healey (1998) así como de otros autores mencionados en el Capítulo 3, ítem 3.1.2, los ensayos de pulso se repitieron tres veces, en diferentes días en cada uno de los 14 pozos de monitoreo seleccionados, obteniendo los resultados que se muestran en la Tabla 4.2 En todos los casos, el coeficiente de variación (CV) fue menor al 15%, indicando similitudes aceptables en las estimaciones.

Tabla 4.2.- Resultados obtenidos en las 3 repeticiones de los slug test realizados en cada uno de los pozos seleccionados para aplicar esta técnica

Pozo	Hvorslev					Bower-Rice				
	Repetición			Promedio	CV [%]	Repetición			Promedio	CV [%]
	1	2	3			1	2	3		
P1	8,0	9,2	9,2	8,8	8	7,5	8,1	8,0	7,9	4
P2	7,7	7,8	7,7	7,7	1	6,9	6,9	6,9	6,9	0
P3	16,2	14,4	15,0	15,2	6	14,2	12,5	13,2	13,3	6
P4	10,7	11,2	11,9	11,3	5	9,8	9,9	8,3	9,3	10
P7	18,7	17,5	15,4	17,2	10	16,1	15,4	15,7	15,7	2
P11	16,8	15,3	16,1	16,1	5	13,8	12,7	13,7	13,4	5
P14	14,5	14,1	11,9	13,5	10	13,7	12,8	10,4	12,3	14
P16	19,0	18,1	18,1	18,4	3	16,7	16,0	15,9	16,2	3
P17	1,8	1,8	1,8	1,8	1	1,6	1,6	1,6	1,6	0
P18	17,6	16,3	16,8	16,9	4	15,3	14,4	14,8	14,9	3
P19	13,9	11,9	12,4	12,7	8	12,0	10,4	14,1	12,2	15
P20	9,1	10,2	10,7	10,0	8	8,0	9,0	9,4	8,8	8
P21	9,0	10,3	8,6	9,3	10	8,1	7,7	9,3	8,4	10
P23	1,5	1,8	1,7	1,7	8	1,4	1,8	1,7	1,6	14

Los métodos utilizados en esta Tesis para la interpretación de los slug test han sido objeto de diversas comparaciones a nivel internacional.

Alfaifi (2015) comparó los métodos de Hvorslev y Bouwer-Rice en un acuífero no confinado utilizando diferentes grados de perturbación (elevación del nivel). Los resultados mostraron que los valores de conductividad hidráulica calculados con el método de Hvorslev eran, en promedio, un 37% más altos que los obtenidos con el método de Bouwer-Rice. Además, se observó que el tamaño del desplazamiento inicial influía en los resultados, siendo los valores de conductividad hidráulica mayores cuando se utilizaban desplazamientos más

grandes. La investigación realizada por este autor sugiere que el método de Hvorslev puede proporcionar estimaciones más cercanas a las obtenidas mediante ensayos de bombeo.

Brown et al. (1995) evaluaron la validez de los métodos para un acuífero confinado y observaron que las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas con el método de Bouwer-Rice presentaban errores que variaban entre un 10 % y un 100 %, generalmente mayores que los valores obtenidos con el método de Hvorslev. También señalaron que el método de Bouwer-Rice tendía a subestimar los valores de conductividad hidráulica, particularmente cuando existía una zona alterada o compactada en torno al pozo —lo que podría afectar el flujo radial hacia el mismo— o cuando la parte superior del filtro se encontraba cerca del nivel freático, lo cual podría limitar la zona efectiva de drenaje durante el ensayo.

Hyder y Butler (1995) analizaron la aplicación del método de Bouwer-Rice en acuíferos no confinados. Los autores concluyeron que, en formaciones homogéneas e isotrópicas, este método proporcionaba estimaciones de conductividad hidráulica dentro del 30% de los valores obtenidos con ensayos de bombeo. Sin embargo, en formaciones con baja permeabilidad o presencia de una "piel" de baja conductividad alrededor del pozo, el método podía sobreestimar este parámetro en más del 100%.

Zabala et al. (2014), al aplicar ambos métodos en la cuenca del Arroyo del Azul (Buenos Aires, Argentina), encontraron que Hvorslev tendía a subestimar ligeramente los valores de conductividad hidráulica respecto del bombeo, pero con menor dispersión y mejor ajuste general, que el de Bouwer-Rice.

Verbovšek y Pucko (2015), en un estudio en sedimentos cuaternarios en Eslovenia, concluyeron que el método de Hvorslev ofrecía mejores correlaciones con los resultados del bombeo, en especial en acuíferos de mayor permeabilidad. Por su parte, Piccinini y Zini (2013), en un acuífero libre del noreste de Italia, destacaron que Bouwer-Rice tendía a subestimar la conductividad hidráulica en pozos poco profundos, lo cual podría deberse a la presencia de una zona alterada alrededor del pozo.

Para el caso del área de estudio ambos métodos se emplearon en un acuífero no confinado y los resultados obtenidos se validaron con estimaciones a través de métodos granulométricos.

4.3 Perfilaje granulométrico porcentual (PGP)

El método del Perfilaje Granulométrico Porcentual (PGP) se aplicó en los 70 sitios indicados en la Figura 4.3, considerando exclusivamente las muestras correspondientes a los sedimentos de la Fm. Ituzaingó.

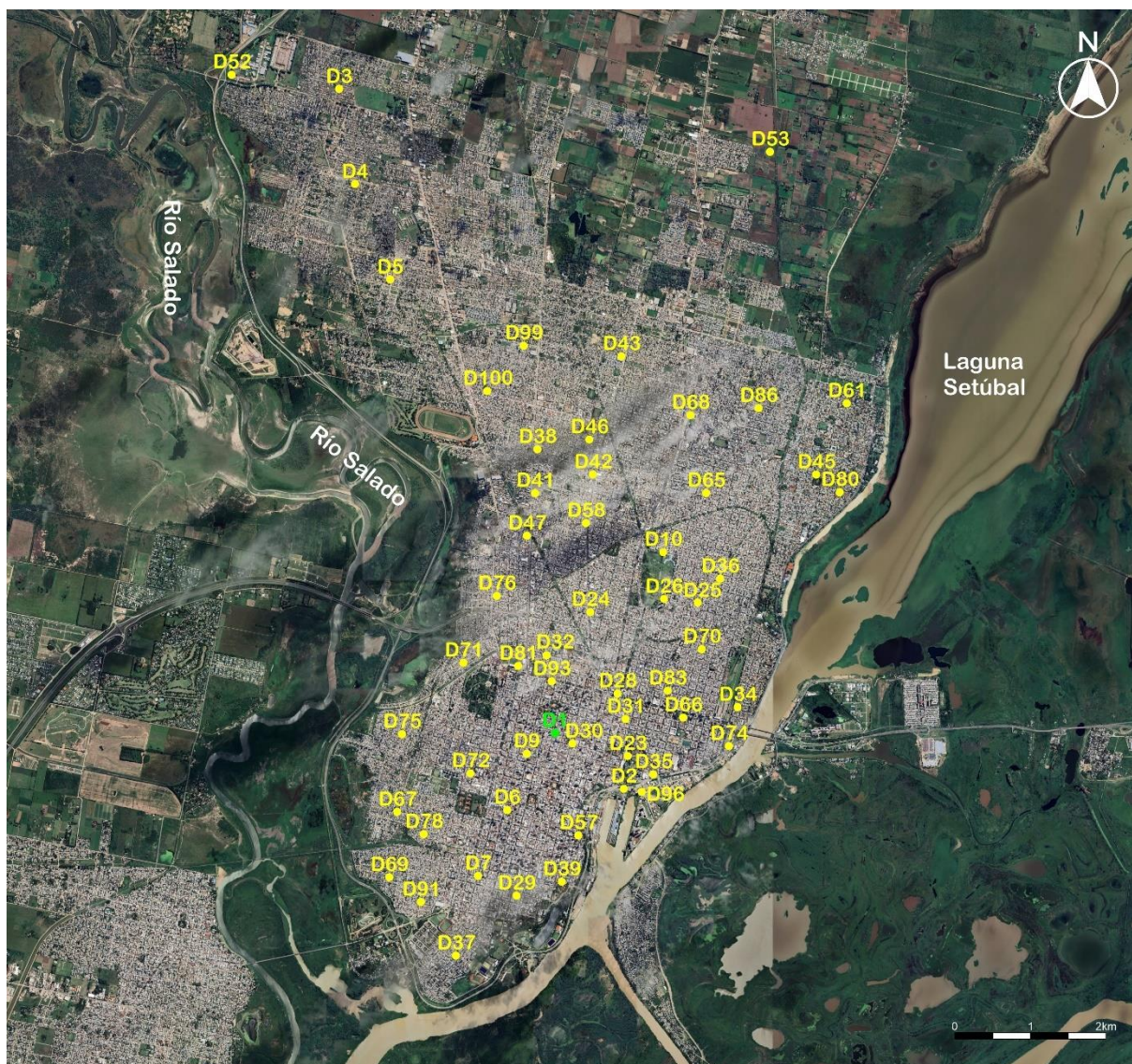


Figura 4.3.- Ubicación de los pozos con información granulométrica.

Los resultados obtenidos al aplicar el PGP en el sitio D1 (destacado en color verde en la Figura 4.3) se presentan en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3.- Estimación de las conductividades hidráulicas por el método del Perfilaje Granulométrico Porcentual en las arenas de la Fm. Ituzaingó para el pozo D1

Ubicación						
Latitud	Longitud				PGP	
31°38'25,5"S	60°42'35,6"O					
Prof. [m]		A [%]	B [%]	C [%]	K [cm/s]	K [m/d]
5	6	1,3	27,8	70,9	0,05	43,2
6	7	1,2	28,3	70,5	0,05	43,2
7	8	1,4	27,9	70,7	0,05	43,2
8	9	0,7	36,2	63,1	0,05	43,2
9	10	0,6	34,3	65,1	0,05	43,2
10	11	0,5	35,7	62,5	0,05	43,2
11	12	1,2	28,3	70,5	0,07	60,5
12	13	1,4	27,9	70,7	0,07	60,5
13	14	0,7	36,2	63,1	0,05	43,2
14	15	0,6	34,3	65,1	0,05	43,2
15	16	0,5	35,7	62,5	0,05	43,2
16	17	7,5	27,9	63	0,07	60,5
17	18	11,6	16,7	68,9	0,09	77,8
18	19	11,4	16,4	67,5	0,09	77,8
19	20	11	15,9	65,5	0,09	77,8
20	21	11,3	16,2	67	0,09	77,8
21	22	11,3	7,7	75,8	0,1	86,4
22	23	10,8	7,3	72	0,1	86,4
23	24	1,3	28,1	60	0,09	77,8
24	25	2,3	29	57,6	0,09	77,8
25	26	1,4	28,5	59,9	0,09	77,8
26	27	2,5	24,7	63,7	0,09	77,8
27	28	1,9	27,6	60,3	0,09	77,8

Para el pozo considerado, y de forma de obtener un único valor de conductividad hidráulica representativo del sitio, el valor de este parámetro se estimó a través de un promedio ponderado:

$$K = \frac{43,2 \frac{m}{día}(6m) + 60,5 \frac{m}{día}(2m) + 43,2 \frac{m}{día}(3m) + 60,5 \frac{m}{día}(1m) + 77,8 \frac{m}{día}(4m) + 86,4 \frac{m}{día}(2m) + 77,8 \frac{m}{día}(5m)}{6m + 2m + 3m + 1m + 4m + 2m + 5m} = 58 \text{ m/día}$$

El mismo procedimiento que en el pozo D1 se aplicó en los 69 pozos restantes. Los resultados obtenidos con este método se presentan en el ítem 4.5.

4.4. Fórmulas empíricas

Las fórmulas empíricas presentadas en el Capítulo 3 se emplearon en los 70 sitios con información granulométrica señalados con anterioridad.

La Tabla 4.4 presenta los diámetros representativos empleados en las expresiones empíricas, junto con el valor del coeficiente de uniformidad (C_u) correspondiente al pozo D1. En tanto, la Tabla 4.5 muestra los valores de conductividad hidráulica estimados mediante cada una de las expresiones empíricas, discriminados por sitio y por metro de profundidad del sondeo. A partir de los 15–16 metros de profundidad, se observa un incremento en los valores de conductividad hidráulica, tanto en las estimaciones del método PGP como en la mayoría de las expresiones empíricas aplicadas. Aunque dicho aumento no implica un cambio de orden de magnitud, resulta consistente con las características litológicas descriptas para cada sitio.

Tabla 4.4.- Valores de los diámetros representativos d_{10} , d_{20} , d_{50} y d_{60} y C_u para D1

Prof. [m]		d_{10}	d_{20}	d_{50}	d_{60}	C_u
5	6	0,12	0,18	0,55	0,7	5,8
6	7	0,13	0,19	0,55	0,75	5,8
7	8	0,12	0,2	0,53	0,67	5,6
8	9	0,11	0,17	0,37	0,55	5
9	10	0,11	0,17	0,37	0,53	4,8
10	11	0,12	0,17	0,37	0,51	4,3
11	12	0,1	0,15	0,47	0,62	6,2
12	13	0,1	0,17	2,4	0,7	7
13	14	0,15	0,2	0,65	0,82	5,5
14	15	0,12	0,18	0,6	0,8	6,7
15	16	0,11	0,16	0,39	0,53	4,8
16	17	0,11	0,15	0,35	0,5	4,5
17	18	0,1	0,17	0,7	0,8	8
18	19	0,1	0,17	0,7	0,8	8
19	20	0,1	0,17	0,7	0,8	8
20	21	0,09	0,16	0,65	0,7	7,8
21	22	0,1	0,25	0,9	1,1	11
22	23	0,1	0,25	0,8	0,9	9
23	24	0,16	0,2	0,65	0,85	5,3
24	25	0,15	0,19	0,6	0,81	5,4
25	26	0,15	0,2	0,65	0,75	5
26	27	0,15	0,18	0,67	0,74	4,9
27	28	0,16	0,2	0,66	0,79	4,9

Tabla 4.5.- Estimaciones de la conductividad hidráulica empleando el PGP y las ecuaciones empíricas en D1

		K [m/día]								
Prof. [m]		PGP	Hazen	Kozeny Carman	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen
5	6	43,2	39,9	41,8	163,8	40,7	39,1	91,2	37,5	41
6	7	43,2	38,7	42,5	192,8	39,1	39,8	103,3	36,8	41,8
7	8	43,2	41,1	41,9	165,5	41,4	39,7	116,2	36	38,5
8	9	43,2	39,9	42,1	142,4	40,3	41,1	80	37,4	41
9	10	43,2	40,3	41,7	143,6	40,3	39,1	80	37,4	37,2
10	11	43,2	40	42,1	175,5	39,2	41,5	80	34,9	37,6
11	12	60,5	58,2	61,6	112,2	58,6	55,1	60	48,6	52,4
12	13	60,5	57,7	63,4	109,1	57,8	55,9	80	50,4	56
13	14	43,2	39,3	41,4	259,7	39,8	39,4	116,2	34,6	37,2
14	15	43,2	40,6	41	158,9	40,9	41,3	91,2	36,3	36,9
15	16	43,2	41,9	41,2	143,6	40,6	41,2	69,6	36,4	38
16	17	60,5	53,8	59,8	145,4	56,3	56,6	60	49,2	51,9
17	18	77,8	75,9	75,7	105,7	75,4	73,7	80	65	66,4
18	19	77,8	73,8	78,2	105,7	70,5	74,2	80	65,6	72,7
19	20	77,8	73,2	76,3	105,7	70,6	71,4	80	63,9	71,9
20	21	77,8	74,3	71,5	86,2	72,7	74,5	69,6	62,8	68,1
21	22	86,4	83,8	85,7	97,6	78,6	79,2	194,2	72,8	78
22	23	86,4	76,9	86,1	102,7	83,6	81,7	194,2	71,8	78,4
23	24	77,8	72,4	77,3	297,4	74,8	71,3	116,2	65,9	72,7
24	25	77,8	60,7	78,1	260,4	70,4	73	103,3	64	71,2
25	26	77,8	77	77,9	264,9	72,4	72,4	116,2	69,4	78,6
26	27	77,8	75,5	75,2	265,6	60,7	60,7	91,2	66,3	80,9
27	28	77,8	73,1	73,4	302,2	77	77	116,2	71,8	83,2

4.5 Validación de los resultados

La Tabla 4.6 presenta los valores estimados de conductividad hidráulica obtenidos a partir de los distintos métodos aplicados. Su elaboración tuvo como objetivo contrastar las técnicas empleadas.

Tabla 4.6.- Valores estimados de conductividad hidráulica por diversos métodos en los sitios con información disponible

	K [m/día]											
	PGP	Hazen	Kozeny-Carman	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen	Ensayos de bombeo		
											H	B-R
D1	58,0	54,2	56,9	163,4	53,9	53,8	92,2	48,8	60,2			
D10	12,7	16,6	18,7	0,7	0,7	39,2	49,4	17,9	25,1			
D100	18,2	3,2	37,6	3,3	3,3	34,9	69,6	28,2	23,8			
D2	51,7	28,6	66,6	36,4	36,4	73,6	92,3	14,7	3,9			
D23	52,1	27,7	67,2	47,7	47,7	74,1	82,2	8,5	28,3			
D24	12,9	13,1	27,7	1,2	1,2	32,4	41,4	51,4	34,8			
D25	13,2	13,5	21,7	0,2	0,2	39,4	36,0	21,3	14,3			
D26	14,1	10,1	32,6	0,1	0,1	34,5	49,4	52,7	24,3			
D28	52,9	25,6	60,9	36,3	36,3	69,9	102,8	10,9	9,6			
D29	70,1	45,1	77,2	56,0	56,0	99,5	108,1	38,9	28,5			
D3	87,2	60,8	102,2	71,9	71,9	108,5	145,2	35,1	55,8			
D30	53,4	29,6	67,8	39,8	39,8	74,0	120,5	19,8	13,3			
D31	51,5	22,2	63,4	45,9	45,9	76,8	83,3	16,2	11,9			
D32	49,8	21,5	58,7	36,2	36,2	72,0	74,8	11,2	14,2			
D34	14,9	7,8	26,8	2,5	2,5	33,8	75,6	26,5	6,2			
D35	51,9	27,1	61,4	42,8	42,8	75,5	109,5	9,8	16,0			
D36	13,7	15,8	30,9	0,8	0,8	41,1	59,4	34,6	34,0			
D37	66,2	43,8	85,9	51,7	51,7	91,7	129,5	6,8	28,3			
D38	19,4	4,1	36,8	13,1	13,1	43,5	70,9	34,0	9,2			
D39	64,7	40,4	75,9	47,8	47,8	92,3	121,4	20,3	43,8			
D4	91,5	65,2	103,0	75,2	75,2	118,7	139,1	58,2	67,3			
D41	19,7	10,0	28,3	3,7	3,7	45,5	78,2	42,0	5,8			
D42	20,1	5,8	28,3	6,0	6,0	39,8	51,7	30,9	9,4			
D43	2,9	25,4	11,2	3,3	3,3	24,6	46,3	54,2	26,3			
D45	9,7	11,9	27,1	3,8	3,8	31,5	67,5	34,8	29,2			
D46	24,4	4,9	43,0	10,8	10,8	47,3	82,5	37,8	15,5			
D47	19,9	7,7	30,3	8,5	8,5	42,0	88,0	40,5	3,5			
D5	86,1	59,5	101,1	81,3	81,3	110,7	145,6	47,9	49,7			
D52	87,2	67,1	98,3	77,1	77,1	110,9	125,4	19,8	49,6			
D53	3,5	17,9	13,1	11,8	11,8	18,6	56,6	39,5	34,9			
D57	54,5	27,0	70,1	59,3	49,7	81,6	99,7	6,8	9,4			
D58	20,7	2,6	26,7	35,5	5,9	44,2	54,7	34,5	17,2			
D6	53,7	24,2	72,4	60,1	47,3	82,1	119,2	1,9	29,5			
D61	8,2	17,6	26,3	13,7	2,7	28,0	64,2	33,4	32,1			
D64	20,1	8,2	28,9	28,2	12,0	36,0	72,7	48,1	28,4			
D65	10,2	19,6	26,4	22,3	1,9	9,8	34,1	51,7	11,3			
D66	15,2	11,9	33,1	22,6	7,8	0,1	81,9	47,4	7,1			

	K [m/día]												
	PGP	Hazen	Kozeny-Carmen	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen	Ensayos de bombeo		H	B-R
D67	65,2	41,9	71,7	72,6	57,8	36,4	119,7	23,0	35,3				
D68	11,3	13,5	23,5	27,6	5,0	17,5	39,7	57,1	36,9				
D69	64,9	43,4	72,3	81,2	48,6	48,1	108,9	28,6	41,3				
D7	64,7	44,1	82,8	79,5	49,9	35,8	127,6	10,9	17,7				
D70	12,7	9,5	31,4	26,7	1,3	9,3	79,0	48,1	20,8				
D71	20,2	9,2	29,8	26,9	13,5	6,5	74,8	14,6	16,5				
D72	8,1	12,5	25,0	21,1	4,9	9,8	67,5	23,1	36,2				
D74	14,8	6,8	24,1	26,3	3,3	5,3	54,6	20,9	18,1				
D75	8,8	16,6	16,7	15,5	2,1	20,1	46,2	21,5	29,9				
D76	17,9	10,2	29,8	25,4	10,4	10,8	59,7	51,7	27,2				
D78	66,3	42,1	84,4	80,8	51,8	39,0	102,6	8,9	42,8				
D80	9,3	19,2	19,0	24,4	5,8	14,4	63,7	41,6	31,4				
D81	19,9	5,1	25,0	32,9	6,9	1,3	65,6	43,6	1,7				
D83	15,1	5,8	29,6	20,2	10,0	13,2	52,4	50,6	25,2				
D86	6,7	16,6	19,2	23,3	9,9	15,6	35,6	28,2	39,3				
D9	65,6	44,7	76,8	70,8	60,4	42,5	107,1	1,7	32,0				
D91	64,1	34,8	76,0	69,9	58,3	41,3	89,3	6,2	24,6				
D93	50,7	26,8	66,9	66,8	34,6	29,6	89,4	1,1	12,2				
D96	53,1	28,1	66,3	63,5	42,7	36,0	107,5	17,2	7,2				
D98	17,9	2,4	37,8	24,8	11,0	10,9	73,7	29,2	22,3				
D99	17,9	7,3	31,4	26,3	9,5	4,6	38,1	32,7	14,1				
P1												8,8	7,9
P11												16,1	13,4
P12	2,9	20,4	19,6	19,7	10,5	13,8	54,8	30,3	44,7				
P13	14,2	9,4	29,8	21,0	4,6	12,2	53,2	22,0	12,3				
P14												12,3	11,0
P16	22,5	19,5	20,7	21,9	15,9	12,6	29,3	30,9	9,6			18,4	16,2
P17	1,9	2,1	1,9	1,9	1,9	2,5	2,6	4,6	11,8			1,8	1,6
P18	20,4	17,8	18,8	17,6	15,0	3,9	23,5	15,9	4,1			16,9	14,9
P19	12,8	13,9	15,8	14,4	12,5	8,0	20,5	14,9	7,5			12,7	12,2
P2												7,9	7,2
P20	9,7	11,2	11,9	11,8	9,5	17,0	16,6	21,1	12,2			10,0	8,8
P21	9,7	11,5	10,0	10,9	8,5	6,2	16,1	17,6	15,6			9,3	8,4
P22	4,8	11,6	14,6	16,7	0,8	18,0	34,4	41,7	22,6				
P23	1,7	1,9	1,8	1,9	2,0	2,4	2,2	10,3	9,7			1,7	1,6
P3												15,2	13,3
P4												10,7	9,6
P5	3,3	4,5	23,1	18,8	2,0	18,2	62,4	63,2	29,1				
P6	18,3	6,8	34,7	24,0	15,2	10,6	51,6	44,5	2,3				
P7												17,2	15,7

	K [m/día]										
	PGP	Hazen	Kozeny-Carman	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen	Ensayos de bombeo	Slug test
											H B-R
Villa Yapeyú	101,3	97,6	109,8	112,1	99,2	86,1	127,8	52,2	80,7	94,7	
Recreo Sur	14,5	15,5	15,5	14,3	10,5	8,7	15,6	27,5	17,4	12,8	
Parque del Sur	80,9	75,1	83,2	86,4	78,4	56,9	112,5	34,9	48,9	73,9	

La Tabla 4.7 muestra la matriz de correlación obtenida entre los distintos métodos granulométricos de estimación de la conductividad hidráulica utilizando el coeficiente de correlación lineal de Pearson.

Tabla 4.7.- Matriz de correlación de los distintos métodos granulométricos

	PGP	Hazen	Kozeny-Carman	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen
PGP	1								
Hazen	0,79	1							
Kozeny-Carman	0,96	0,75	1						
Breyer	0,69	0,69	0,64	1					
Slitcher	0,95	0,83	0,93	0,75	1				
Terzaghi	0,66	0,47	0,64	0,27	0,61	1			
USBR	0,83	0,67	0,83	0,55	0,80	0,56	1		
Seelheim	0,13	0,03	0,14	0,05	0,11	0,06	0,09	1	
Alyamani & Sen	0,22	0,47	0,21	0,30	0,29	0,18	0,18	0,04	1

El análisis conjunto de las Tablas 4.6 y 4.7 permitió validar las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas mediante el método del PGP, así como evaluar su confiabilidad en el área de estudio de esta tesis. Este método presentó coeficientes de correlación superiores a 0,7 con la mayoría de las expresiones empíricas aplicadas, destacándose las altas correlaciones observadas con las fórmulas de Kozeny-Carman (Figura 4.4) y Slitcher (Figura 4.5).

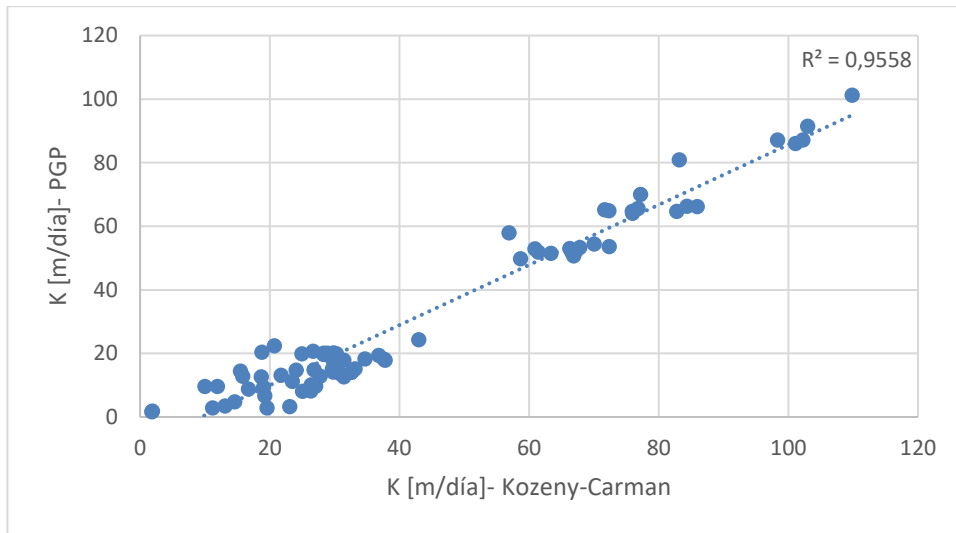


Figura 4.4.- Dispersión de valores de K por el PGP vs Kozeny-Carman

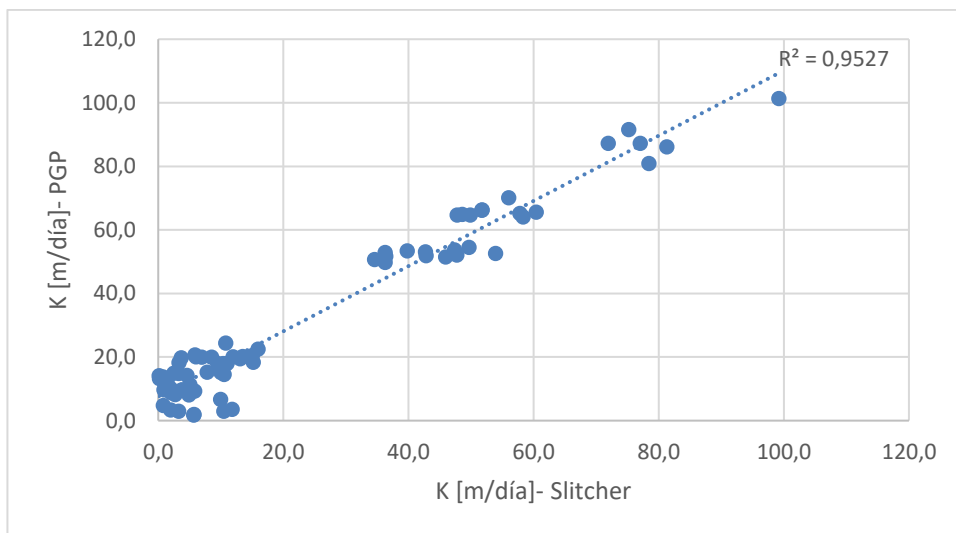


Figura 4.5.- Dispersión de valores de K por el PGP vs Slitcher

La expresión de Kozeny-Carman presentó un coeficiente de correlación lineal de 0,956 con el PGP, lo que evidencia una alta correspondencia entre ambos enfoques. Esta correlación podría explicarse por el hecho de que, en todas las muestras analizadas, el diámetro efectivo cumplía con las condiciones establecidas por los autores, siendo inferior a 3 mm.

Por su parte, la expresión propuesta por Slitcher también mostró una correlación elevada con el PGP ($R^2 = 0,952$), posiblemente atribuible a que las muestras respetaban el rango recomendado por el autor para el coeficiente de uniformidad ($1 < Cu < 20$).

Asimismo, se observó una fuerte correlación entre las estimaciones obtenidas mediante las expresiones empíricas de Kozeny-Carman y Slitcher ($R^2 = 0,93$), lo que refuerza la consistencia y confiabilidad de los resultados.

Dado que en los tres sitios donde se realizaron ensayos de bombeo se disponía de información granulométrica, fue posible efectuar una comparación entre las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas mediante métodos granulométricos y los valores de conductividad hidráulica derivados de dichos ensayos.

La Tabla 4.8 presenta el error porcentual entre los valores de conductividad hidráulica obtenido a través del ensayo de bombeo y cada una de las metodologías granulométricas. Se destaca que, con los procedimientos del PGP y las formulaciones de Hazen y Slitcher, los errores porcentuales son menores al 10% lo que indicaría la aplicabilidad y confiabilidad de estas metodologías en el área de estudio.

Tabla 4.8.- Error porcentual entre los valores de conductividad hidráulica estimada con ensayos de bombeo y metodologías granulométricas

	PGP	Hazen	Kozeny-Carman	Breyer	Slitcher	Terzaghi	USBR	Seelheim	Alyamani & Sen
Villa Yapeyú	7,0	3,1	16,0	18,4	4,8	9,1	35,0	44,9	14,7
Recreo Sur	13,5	21,2	21,0	11,8	17,7	32,1	22,4	115,6	35,8
Parque del Sur	9,4	1,6	12,5	16,8	6,1	23,0	52,2	52,8	33,8
Promedio	10	8,6	16,5	15,7	9,5	21,4	36,5	71,1	28,1

También se analizó la correlación entre las metodologías granulométricas y los dos procedimientos empleados con los slugs test.

Los errores porcentuales obtenidos se presentan en la Tabla 4.9. Se observa que, para la resolución del slug test mediante el método de Hvorslev, las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas a través del PGP y las formulaciones de Hazen, Kozeny-Carman, Breyer y Slitcher presentan errores porcentuales inferiores al 15%, lo que indica una buena concordancia entre los métodos granulométricos y el ensayo in situ. En cambio, al aplicar la formulación de Bouwer-Rice, solo la expresión de Slitcher logra estimaciones con errores

menores al 15%, mientras que el resto de las metodologías granulométricas muestran discrepancias más significativas.

Al contrastar los resultados obtenidos por Bouwer-Rice y Hvorslev (Tabla 4.9), se evidencia que las estimaciones basadas en Bouwer-Rice presentan errores porcentuales más elevados en comparación con las obtenidas mediante Hvorslev.

El menor error porcentual se registra en la combinación del método de Hvorslev con el PGP, lo que refuerza la aplicabilidad de este método en el área de estudio.

Tabla 4.9.- Errores porcentuales entre los slugs test y las metodologías granulométricas

	PGP		Hazen		Kozeny-Carman		Breyer		Slitcher		Terzaghi		USBR		Seelheim		Alyamani & Sen	
	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice	Hvorslev	Bouwer-Rice
P16	22.2	38.6	6.1	20.3	12.8	28	19.2	35.2	13.2	1.6	31.4	22.2	59.3	80.7	68.3	90.9	47.5	40.5
P17	4.7	19.4	13.6	29.5	3.9	18.4	2.4	16.7	5.7	20.5	38.1	57.4	41.6	61.4	153.5	188.9	550.3	641.2
P18	20.9	37.7	5.3	19.9	11.1	26.5	4.1	18.5	11.2	1.2	76.8	73.6	38.9	58.2	6.1	7	75.8	72.4
P19	0.9	5.6	9.2	14.3	24.3	30.1	13.1	18.3	1.4	3.2	37.2	34.3	61.3	68.8	17.1	22.5	41.4	38.7
P20	3.1	9.9	11.7	26.6	19.2	35.1	18.6	34.5	5.3	7.4	70.4	93.1	65.8	88	111.2	139.5	22.2	38.5
P21	4	15.8	23.4	37.4	7.6	19.8	16.7	29.9	8.9	1.4	33.4	25.8	73.1	92.7	89.1	110.5	67.9	86.9
P23	2.6	6.8	15.1	19.9	5.9	10.3	13	17.7	20.6	25.6	42.3	48.2	29.6	35	511.3	536.6	475.7	499.5
Promedio	8.3	19.1	12.1	24.0	12.1	24.0	12.4	24.4	9.5	8.7	47.1	50.7	52.8	69.3	136.7	156.6	183.0	202.5

Del análisis general de los resultados presentados hasta el momento, se deduce que la formulación de Slitcher es la que mejor se ajusta a los datos obtenidos en los ensayos de bombeo y slug test. Sin embargo, al estimar la conductividad hidráulica mediante esta formulación, no es posible considerar las muestras granulométricas provenientes de profundidades donde no se puede determinar el diámetro efectivo, lo que conduce a un valor de conductividad hidráulica que podría no ser representativo de todo el perfil. Esta limitación es común a todas las fórmulas empíricas, ya que dependen de un coeficiente multiplicado por el diámetro representativo elevado a una potencia. En contraposición, el método del PGP permite estimar la conductividad

hidráulica independientemente de ese diámetro representativo, abarcando todas las profundidades del perfil litológico de los sedimentos alojados en la Fm. Ituzaingó.

En conjunto, el error porcentual promedio entre los ensayos de bombeo y el método del PGP fue del 10%. Mientras que el menor error porcentual promedio se registró en la combinación del método de Hvorslev con el procedimiento del PGP (8,3 %) lo que refuerza la utilidad de este enfoque como herramienta para la caracterización de los parámetros hidráulicos formacionales en un sistema hidrogeológico como el estudiado, siempre que se verifiquen las condiciones de aplicabilidad de cada metodología.

Los contrastes realizados entre las diversas técnicas aplicadas permiten considerar al PGP como un método confiable y válido para las estimaciones de la conductividad hidráulica en el área de estudio.

Cabe destacar que los valores resultantes de las estimaciones de la conductividad hidráulica para los sedimentos de la Fm. Ituzaingó se encuentran dentro de los rangos presentados en investigaciones previas realizadas por diversos autores. Perdomo et al., (2011) encontraron valores para la conductividad hidráulica en un sector del noreste de la provincia de Buenos Aires, para las arenas Puelches, que varían entre 17 y 42 m/día. Estos valores fueron determinados a partir de ensayos de bombeo y correlacionados con parámetros geoelectrónicos.

Díaz et al. (2012) encontraron valores para la conductividad hidráulica en sedimentos correspondientes a la Fm. Ituzaingó en la localidad de Zavalla, provincia de Santa Fe, que varían entre 9,77 y 57,7 m/día. Estos valores fueron obtenidos a partir de slug tests.

Auge (2005) estimó, en La Plata, valores de transmisividad mediante 47 ensayos de bombeo en las arenas Puelches, que oscilaron entre 225 y 1.034 m²/día. A partir de la relación entre estos valores y los espesores saturados del acuífero, el autor, obtuvo valores de conductividad hidráulica entre 8 y 41 m/día.

Tomás et al. (2013) encontraron valores para la conductividad hidráulica en sedimentos correspondientes a la Fm. Ituzaingó, en un sector del sur de la provincia de Santa Fe, que varían entre 10,6 y 41,5 m/día. Estos valores fueron obtenidos mediante seis ensayos de bombeo.

4.6. Base de datos de los valores estimados de conductividad hidráulica

Los pozos que interceptan las arenas de la Fm. Ituzaingó pertenecientes a la red de monitoreo poseen una profundidad de hasta 15 m, mientras que los correspondientes a empresas privadas alcanzan hasta los 40 m.

Con el objetivo de generar una base de datos comparable y consistente de conductividades hidráulicas se decidió discretizar verticalmente los sedimentos de esta formación en tres capas. La primera comprende desde el techo de la Fm. Ituzaingó hasta los 15 m de profundidad respecto del nivel del terreno natural; la segunda se extiende desde los 15 hasta los 25 m; y la tercera, desde los 25 hasta los 40 m de profundidad.

En todos los casos, y considerando la validación presentada en el ítem 4.5, se utilizaron únicamente las estimaciones de conductividad hidráulica obtenidas mediante el método del Perfilaje Granulométrico Porcentual.

Al considerar esta discretización vertical, se calculó el promedio ponderado de cada uno de los sitios de ensayo entre los rangos de profundidades mencionados. Para el caso del sitio D1, se tiene:

$$K_1(\text{hasta los 15 m de profundidad}) \\ = \frac{\left(43,2 \frac{m}{día} 6m\right) + \left(60,5 \frac{m}{día} 2m\right) + \left(43,2 \frac{m}{día} 3m\right)}{11m} = 46,35 \text{ m/día}$$

$$K_2(\text{de 15 a 25 m de profundidad}) \\ = \frac{\left(60,5 \frac{m}{día} 1m\right) + \left(77,8 \frac{m}{día} 4m\right) + \left(86,4 \frac{m}{día} 2m\right) + \left(77,8 \frac{m}{día} 3m\right)}{10m} \\ = 77,79 \text{ m/día}$$

Las figuras 4.6 a 4.8 presentan los mapas con la ubicación de los pozos de observación y los valores de conductividad hidráulica [m/día] estimados mediante el Perfilaje Granulométrico Porcentual para las capas 1, 2 y 3, respectivamente.

La capa 1 (Figura 4.6) es la que presenta la distribución espacial más completa de las estimaciones de la conductividad hidráulica. Por su parte en las capas 2 y 3 (figuras 4.7 y 4.8, respectivamente) se hace notoria la disminución de la cantidad de sitios con estimaciones.

En general, se advierte una tendencia al aumento de la conductividad hidráulica con la profundidad, lo que se verifica en la mayoría de los puntos que poseen registros en las tres capas. Este patrón puede asociarse a un cambio litológico hacia materiales de mayor granulometría o menor grado de compactación en profundidad, coherente con los sedimentos que conforman la Fm. Ituzaingó descriptos a nivel regional (Tujchneider y Tineo, 2002; Auge, 2005).

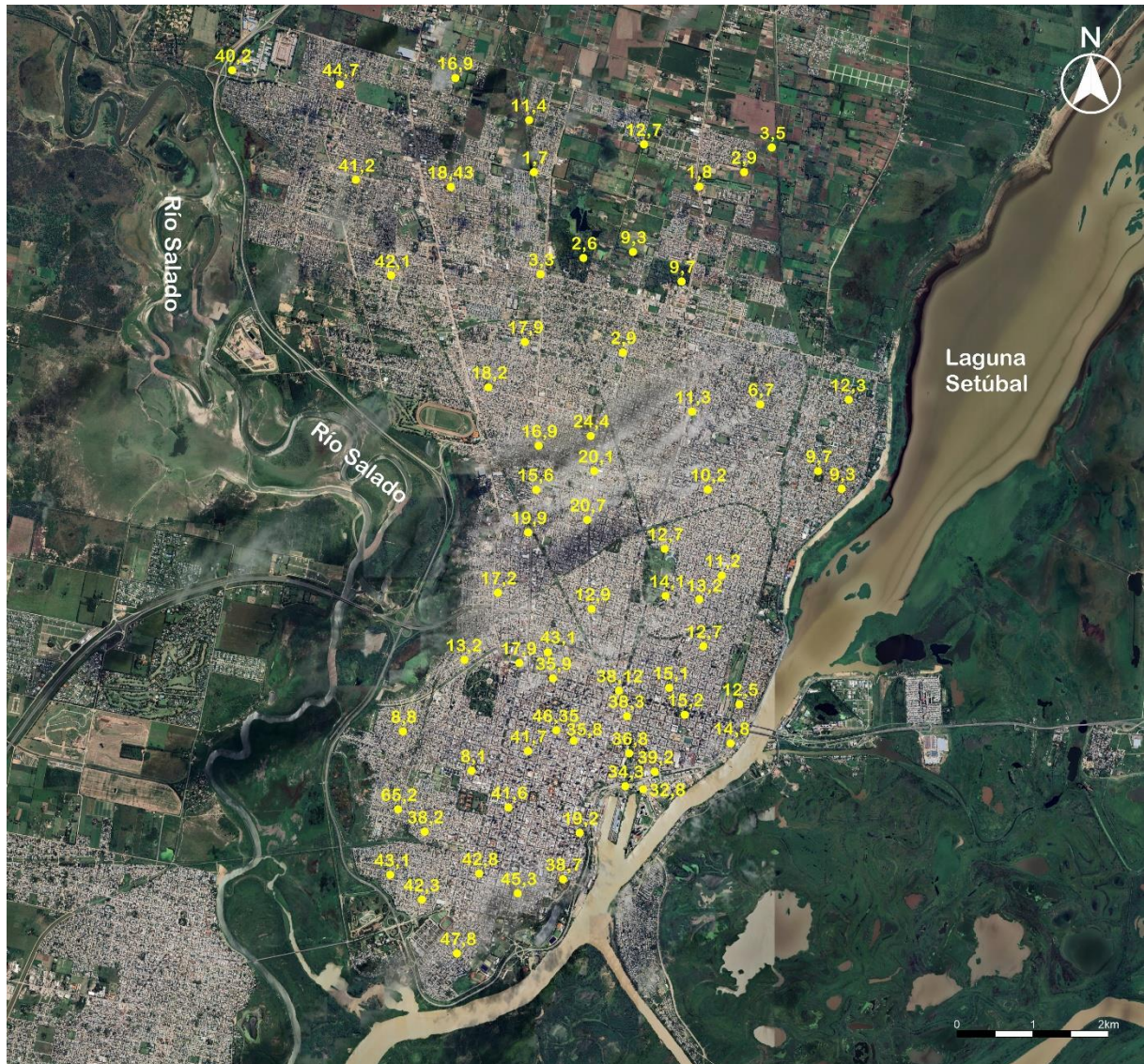


Figura 4.6.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 1

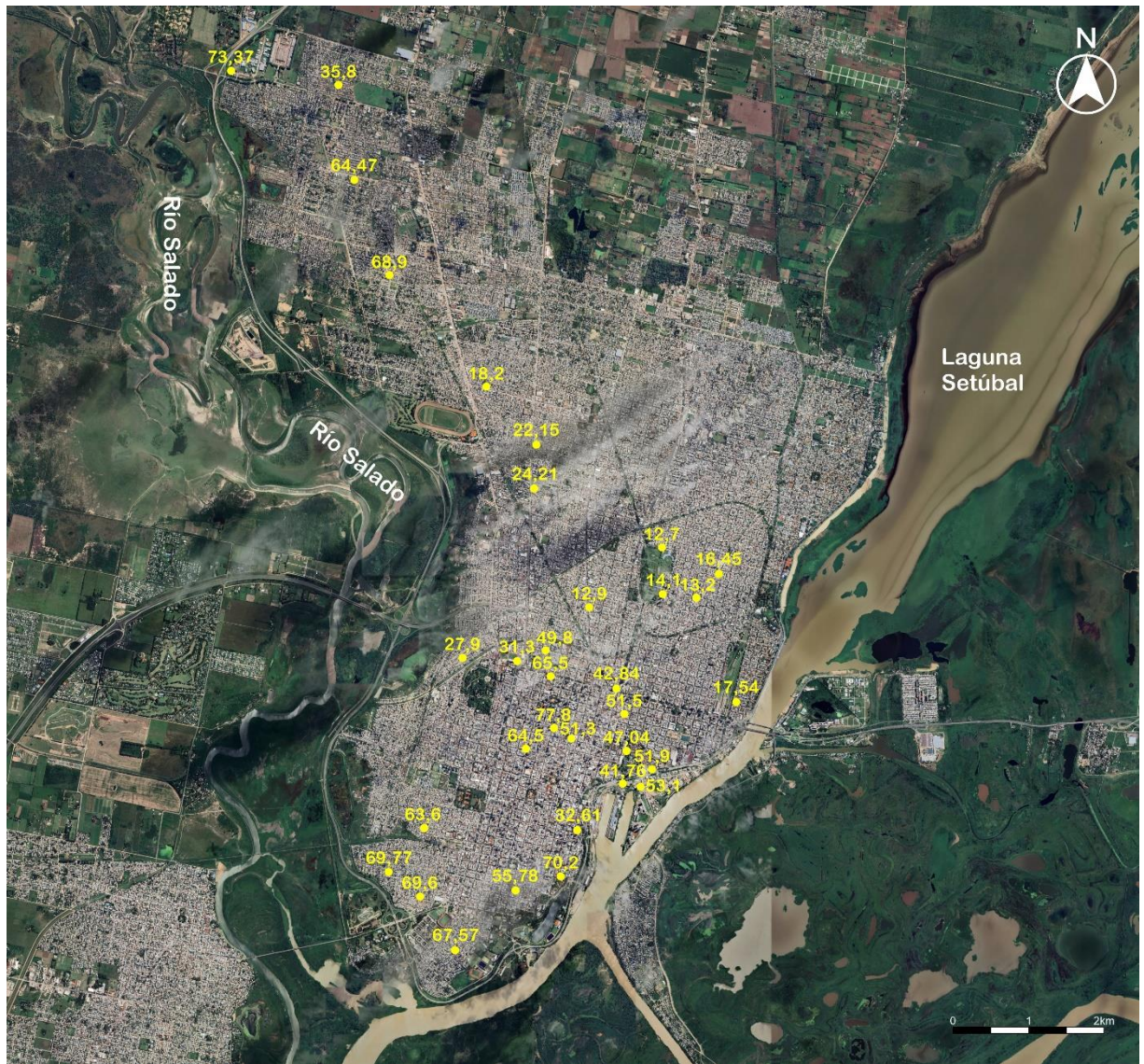


Figura 4.7.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 2

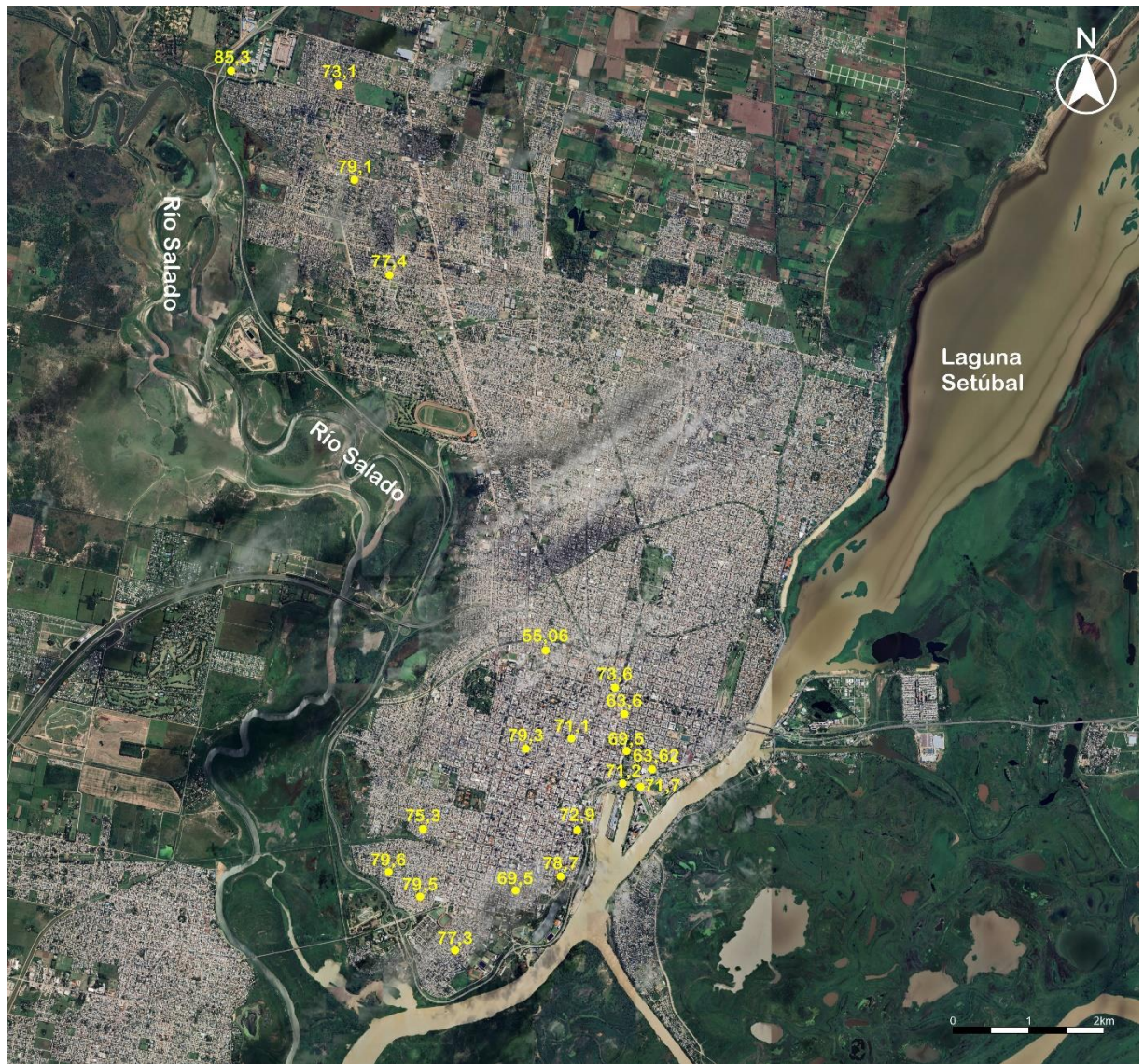


Figura 4.8.- Valores estimados de K [m/día] mediante el PGP para la capa 3

Capítulo 5 Estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica

En función del procesamiento de la conductividad hidráulica expuesto en el Capítulo 4, se estableció, a través de técnicas geoestadísticas, la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica de las arenas de la Fm. Itzaingó en el área de estudio dando cumplimiento a uno de los objetivos específicos planteados en esta Tesis. Para ello se realizaron las actividades que se describen a continuación.

5.1 Caracterización estadística univariada de las series de datos

Una de las principales metas al aplicar técnicas geoestadísticas es caracterizar la estructura de correlación espacial de una variable con el propósito de estimar su valor en ubicaciones no muestreadas mediante metodologías de interpolación como el kriging. En este contexto, si bien el kriging ordinario no requiere estrictamente que la variable siga una distribución normal, esta condición puede influir en la calidad de las estimaciones obtenidas.

De acuerdo con Isaaks y Srivastava (1989), "el kriging ordinario no requiere que los datos se distribuyan normalmente". El estimador sigue siendo lineal e insesgado, y bajo condiciones de estacionariedad de segundo orden (media constante y covarianza dependiente solo de la distancia), mantiene su carácter de Best Linear Unbiased Estimator (BLUE). Sin embargo, cuando la distribución de la variable es altamente asimétrica, como suele ocurrir con la conductividad hidráulica en medios porosos heterogéneos, el resultado de la interpolación puede dar lugar a estimaciones suavizadas.

Journel y Huijbregts (1978) destacan que "el kriging es un interpolador suavizante", y que su efecto es más pronunciado cuando se trabaja con variables muy asimétricas.

Por su parte, Chilès y Delfiner (1999) señalan que "una distribución gaussiana de la variable no es necesaria para aplicar kriging, pero a menudo es deseable acercarse a la normalidad para modelar mejor la variabilidad y asegurar una estimación más robusta". Esto se debe a que, en una distribución normal, la media y la varianza son representativas del conjunto de datos, mientras que, en una distribución sesgada, la media aritmética puede no reflejar el comportamiento central del fenómeno.

Por lo expuesto, se realizó un análisis estadístico de las series de valores de conductividad hidráulica correspondientes a las arenas de la Fm. Ituzaingó, presentadas en el ítem 4.6. La **Serie 1** comprende los valores de conductividad hidráulica [m/día] estimados desde el techo de la formación hasta una profundidad de 15 m respecto del nivel del terreno natural (capa 1); la **Serie 2** incluye los valores obtenidos entre los 15 y 25 m de profundidad (capa 2) y la **Serie 3** abarca los valores estimados desde los 25 hasta los 40 m (capa 3).

Serie 1. Conductividades hidráulicas de la Fm. Ituzaingó desde su techo y hasta los 15 m de profundidad respecto del nivel del terreno natural

La serie estadística analizada, compuesta por 70 datos, presenta un valor medio y una mediana de 22,6 y 17,9 m/día, respectivamente. El desvío estándar de 15 m/día indica una dispersión significativa en torno al promedio. El rango de variación de la serie se encuentra entre 1,7 y 65,2 m/día, evidenciando también la gran amplitud dentro del conjunto de datos. La asimetría positiva de 0,6 sugiere una ligera inclinación hacia valores superiores, mientras que la curtosis de -0,7 indica una distribución más aplanada que la normal. Estas características se reflejan gráficamente en el histograma de frecuencia de la Figura 5.1.

La transformación logarítmica en base 10 aplicada a esta serie redujo su dispersión y mejoró la homogeneidad del conjunto de datos favoreciendo su análisis estadístico. Luego de la transformación, la media (1,23 m/día) resulta muy próxima a la mediana (1,25 m/día), lo que sugiere una distribución relativamente simétrica. Los valores extremos de la serie logarítmica se encuentran entre 0,23 m/día y 1,81 m/día, delimitando un rango más acotado. La asimetría negativa de -0,86 sugiere una ligera inclinación hacia valores inferiores, y la curtosis de 0,39 revela una distribución algo más apuntada que la normal, sin presencia significativa de colas pesadas. Estas características se representan gráficamente en el histograma de frecuencia de la Figura 5.2.

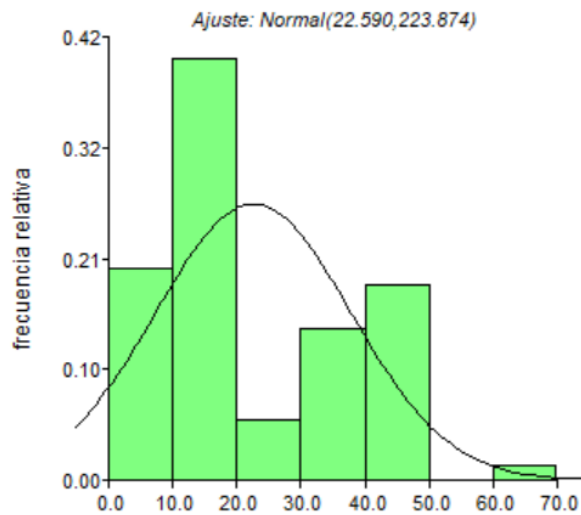


Figura 5.1.- Histograma de la variable original K [m/día]. Serie 1

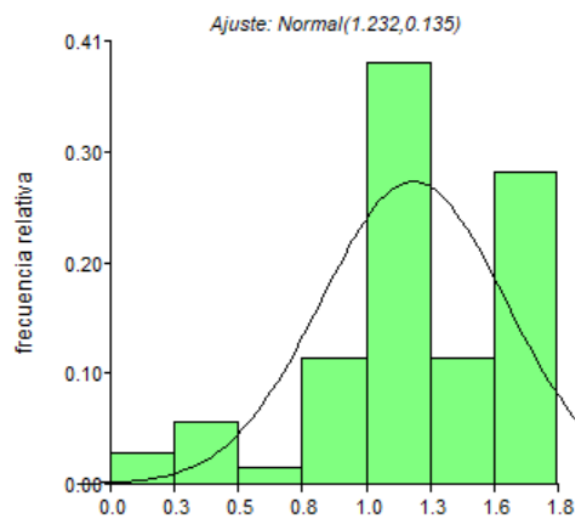


Figura 5.2.- Histograma de la variable $\log K$. Serie 1

El gráfico de cuantiles (Q-Q plot) para la variable $\log(K)$ complementa y refuerza los resultados previamente expuestos. En la Figura 5.3 se observa que, aunque la mayoría de los puntos se alinean de forma aproximada con la recta de referencia, existen desviaciones sistemáticas, particularmente en los extremos de la distribución. El coeficiente de correlación entre los cuantiles observados y los teóricos es $r=0,956$, lo que indica un ajuste razonable a una distribución normal. No obstante, la presencia de una inflexión en la alineación de los puntos sugiere que la distribución no es completamente normal. Este patrón, que apunta a la existencia de dos agrupamientos diferenciados dentro del conjunto de datos, ya se manifestó en

la distribución original de los valores de conductividad hidráulica, la que presenta una bimodalidad.

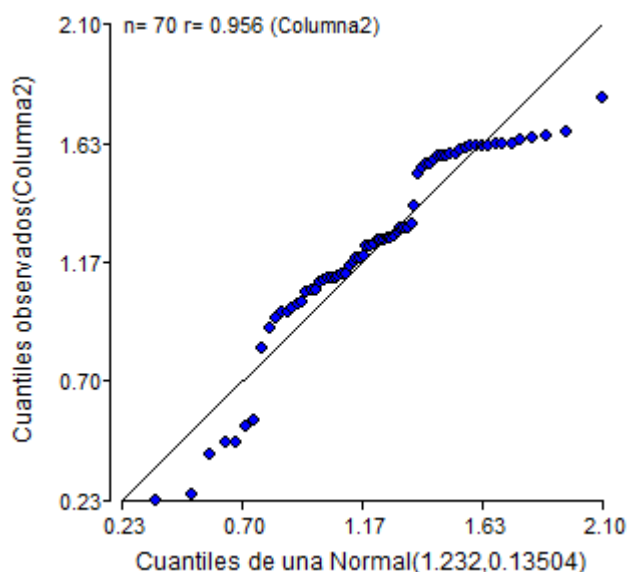


Figura 5.3.- Gráfico en Papel Probabilístico Normal de la variable $\log K$. Serie 1

Este comportamiento bimodal observado en la distribución de los valores de conductividad hidráulica de la Serie 1 puede atribuirse a las singularidades del ambiente geológico del área de estudio. La variabilidad de este parámetro responde a un contexto de depositación fluvial complejo, caracterizado por la superposición de materiales sedimentarios provenientes del río Paraná y del río Salado que rodean el área de estudio. Estas unidades aluviales exhiben propiedades texturales y estructurales dispares, lo que genera características locales diferenciadas.

Por lo expuesto, en este trabajo de Tesis, se asume que la conductividad hidráulica sigue una distribución $\log(K)$ en concordancia con lo afirmado por Warrick y Nielsen (1980), De Marsily (1986) y Samper y Carrera (1990).

Serie 2. Conductividades hidráulicas de la Fm. Ituzaingó desde los 15 hasta los 25 m de profundidad respecto del terreno natural

Esta serie está compuesta por 33 datos, presentando un valor medio de 44,8 m/día, una mediana de 49,8 m/día y una desviación estándar de 21,4 m/día, lo que refleja una dispersión marcada respecto al valor medio. Los valores oscilan entre un mínimo de 12,7 y un máximo de 77,8 m/día. La asimetría de $-0,18$ sugiere una ligera inclinación hacia valores superiores, y la

curtosis de -1,39 indica una distribución más aplanada que la normal. Estas características se reflejan en el histograma de frecuencias correspondiente (Figura 5.4).

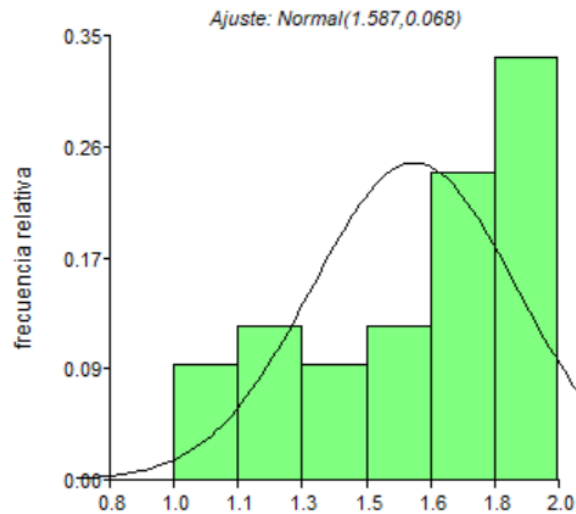


Figura 5.4.- Histograma de la variable original K [m/día]. Serie 2

La información estadística correspondiente a los valores de $\log(K)$ para la Serie 2 indican que el valor medio es 1,6, la mediana es 1,7 y la desviación estándar es 0,26. El rango de valores se ubica entre 1,1 a 1,9, reflejando una amplitud reducida en los datos. La asimetría de -0,7 indica una leve inclinación hacia la izquierda, y la curtosis de -0,99 sugiere una distribución algo más aplanada que la normal, con menor presencia de valores extremos.

Dado que la asimetría es baja y cercana a cero, la curtosis no presenta valores extremos, y que la media, mediana y moda (estimada) son muy próximas entre sí, se puede asumir que la variable $\log(K)$ sigue una distribución aproximadamente normal. Las figuras 5.5 y 5.6 muestran el histograma de frecuencias y el ajuste a la ley normal de la variable $\log(K)$, respectivamente.

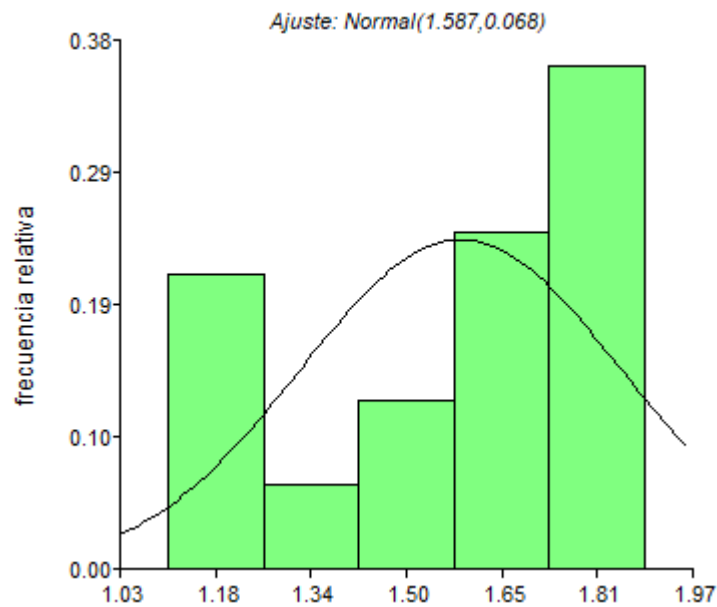


Figura 5.5.- Histograma de la variable $\log(K)$. Serie 2

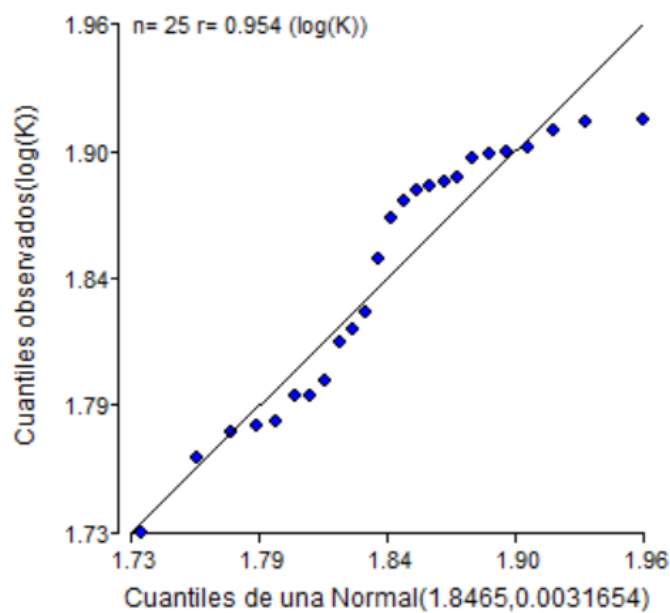


Figura 5.6.- Gráfico en Papel Probabilístico Normal de la variable $\log(K)$. Serie 2

Serie 3. Conductividades hidráulicas de la Fm Ituzaingó desde los 25 hasta los 40 m de profundidad respecto del terreno natural

La Serie 3 está compuesta por 20 observaciones, cuyos valores mínimo, medio y máximo de conductividad hidráulica (K) son 55,1; 73,3; y 85,3 m/día, respectivamente. Dada la escasa cantidad de datos y su deficiente distribución espacial, no se considera factible aplicar técnicas de análisis geoestadístico con suficiente confiabilidad.

En consecuencia, se opta por asignar a la capa un valor constante de conductividad hidráulica equivalente al promedio de la serie (73,32 m/día), como aproximación representativa que se tendrá en cuenta a los fines de la modelación numérica.

5.2 Análisis estructural

El análisis estructural es una de las etapas más importantes en la aplicación de técnicas geoestadísticas ya que permite caracterizar la estructura de correlación espacial de la variable aleatoria en estudio. A partir de este proceso, se obtiene un modelo teórico que describe su comportamiento, sirviendo como base para la estimación espacial (Fogg et al., 1998; De Marsily et al., 1998).

5.2.1 Cálculo de los variogramas experimentales

Para el cálculo de los variogramas experimentales correspondientes a las series 1 y 2 se seleccionó inicialmente la opción omnidireccional. Para la Serie 1 se definieron 12 intervalos de distancia, denominados "lags", que abarcan un rango máximo de 4.000 m. Para la Serie 2 se establecieron 14 intervalos con un rango máximo de 3.000 m. La elección de estos parámetros respondió a la necesidad de equilibrar la resolución del variograma con la cantidad de pares de datos disponibles en cada intervalo, asegurando una representación adecuada de la continuidad espacial de la variable.

Los variogramas experimentales omnidireccionales para la Serie 1 y la Serie 2 considerando la variable $\log(K)$ se presentan en las figuras 5.7 y 5.8, respectivamente.

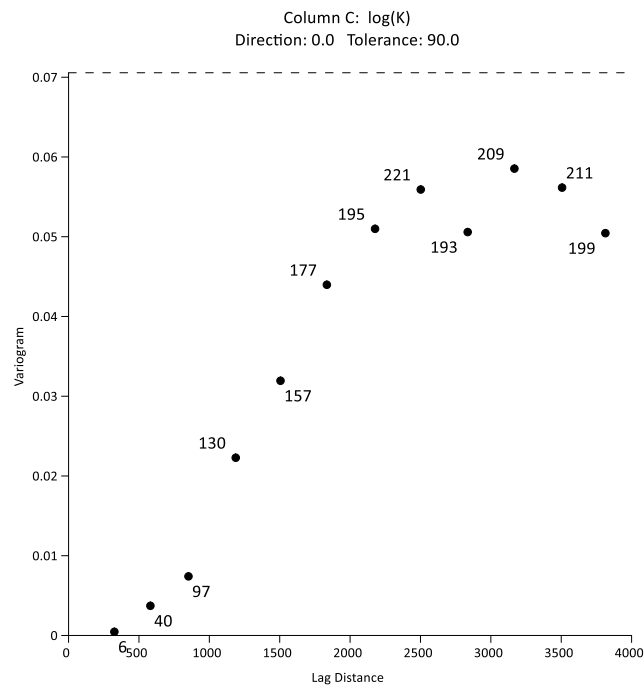


Figura 5.7.- Variograma experimental para la variable $\log(K)$. Serie 1

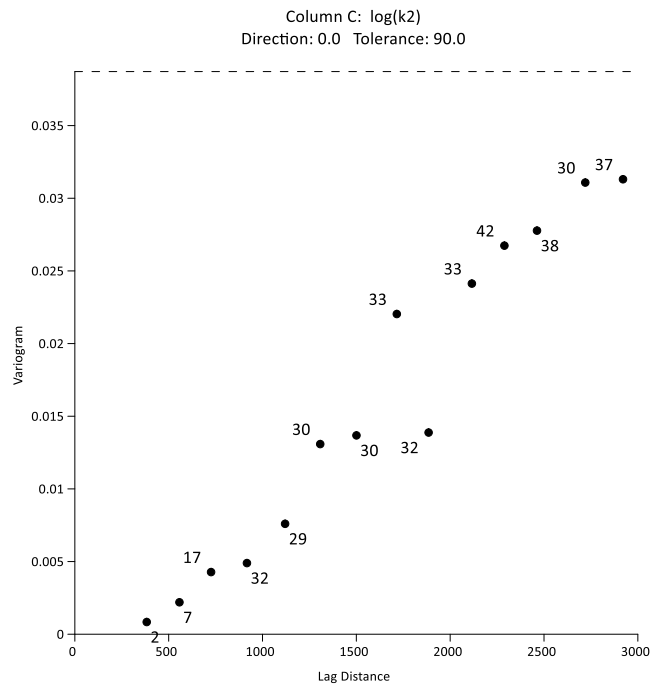


Figura 5.8.- Variograma experimental para la variable $\log(K)$. Serie 2

Con el propósito de identificar posibles anisotropías en la estructura de dependencia espacial de la variable $\log(K)$, se procedió al cálculo de los variogramas direccionales. Esta estrategia permitió evaluar si existía alguna dirección preferencial en la continuidad espacial de la conductividad hidráulica. Para ello se analizaron las direcciones 0° , 45° , 90° y 135° respecto

del eje X, correspondientes a las direcciones oeste-este (O-E), noroeste-sureste (NO-SE), norte-sur (N-S) y suroeste-noreste (SO-NE), respectivamente. Para cada dirección se aplicó un ángulo de tolerancia de 45° y se consideró un ancho de banda máximo, con el fin de incluir el mayor número posible de pares de datos sin comprometer la resolución espacial del análisis.

Las figuras 5.9 y 5.10 muestran los variogramas direccionales para cada una de las series analizadas.

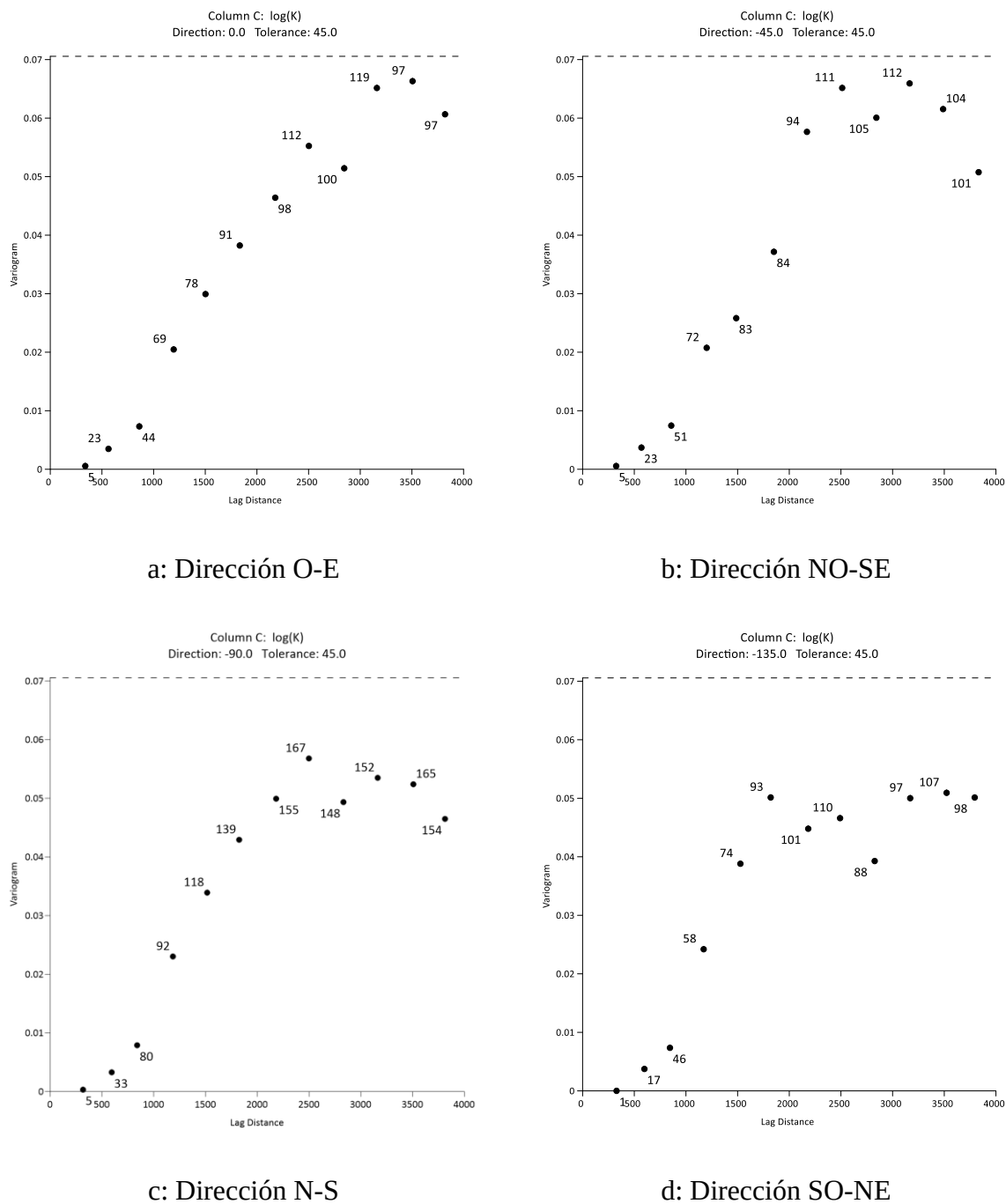
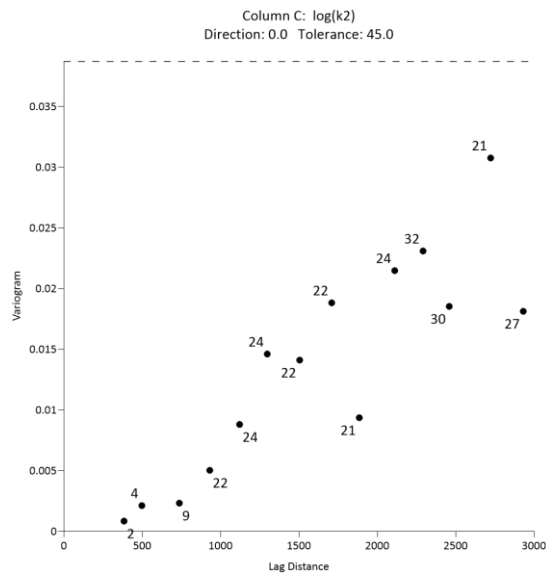
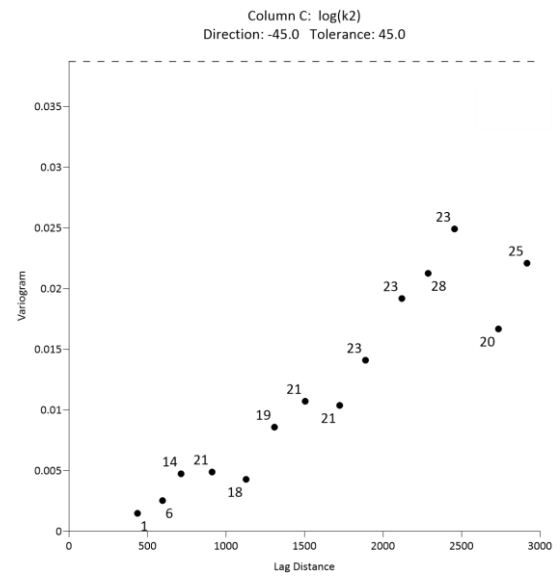


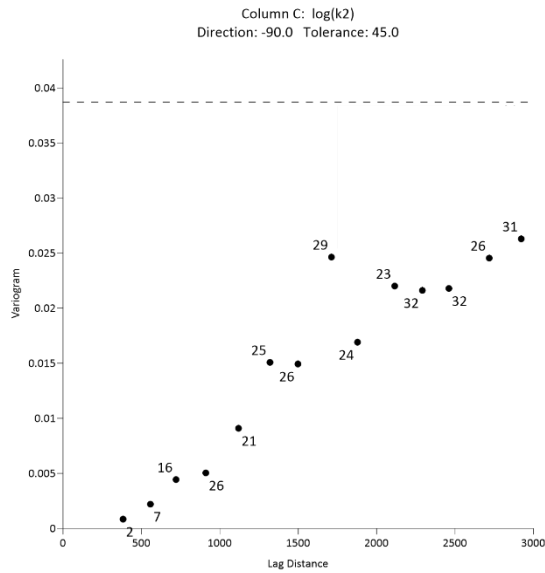
Figura 5.9.- Variogramas direccionales para la Serie 1



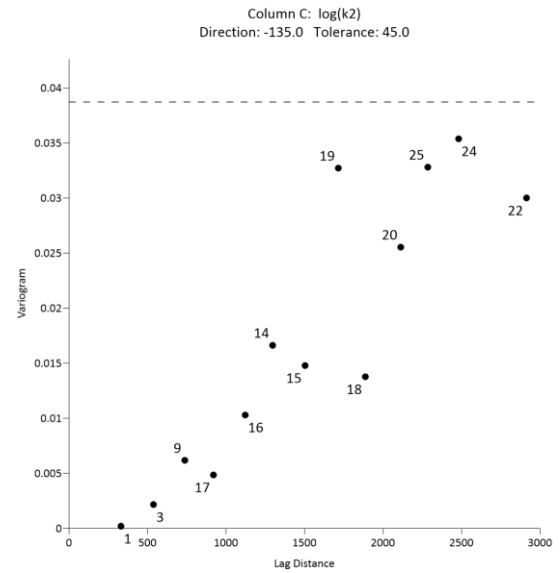
a: Dirección O-E



b: Dirección NO-SE



c: Dirección N-S



d: Dirección SO-NE

Figura 5.10.- Variogramas direccionales para la Serie 2

5.2.2 Ajuste de un modelo teórico a los variogramas experimentales

Los modelos teóricos empleados para el ajuste de los variogramas experimentales fueron: exponencial, esférico y gaussiano. Los mismos se seleccionaron en función de su capacidad para representar adecuadamente la estructura espacial observada.

Modelo Exponencial

Este modelo se aplica cuando la dependencia espacial tiene un crecimiento exponencial respecto a la distancia entre las observaciones. El valor del rango es igual a la distancia para la cual el variograma toma un valor igual al 95% de la meseta.

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - e^{-\frac{3h}{a}}\right) \quad (5.1)$$

Modelo Esférico

Tiene un crecimiento rápido cerca al origen, pero los incrementos van decreciendo para distancias grandes, hasta que para distancias superiores al rango los incrementos son nulos. Matemáticamente se expresa:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases} \quad (5.2)$$

Modelo Gaussiano

Al igual que en el modelo exponencial, la dependencia espacial se desvanece solo en una distancia que tiende a infinito. El principal distintivo de este modelo es su forma parabólica cerca al origen (Figura 6.14).

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left(1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}}\right) \quad (5.3)$$

En las ecuaciones que describen los modelos teóricos de variograma, C_1 es la meseta; C_0 es la varianza en el origen ($h=0$), a es el rango y h es la distancia entre pares.

La Figura 5.11 muestra la comparación de los modelos exponencial, esférico y gaussiano según Giraldo (2002). La línea punteada vertical representa el rango en el caso del modelo esférico y el rango efectivo en el de los modelos exponencial y gaussiano. Este tiene un valor de 210, respecto a una escala simulada entre 0 y 300. El valor de la meseta es 30 y el de la pepita 0. El 95% de la meseta es igual a 28,5.

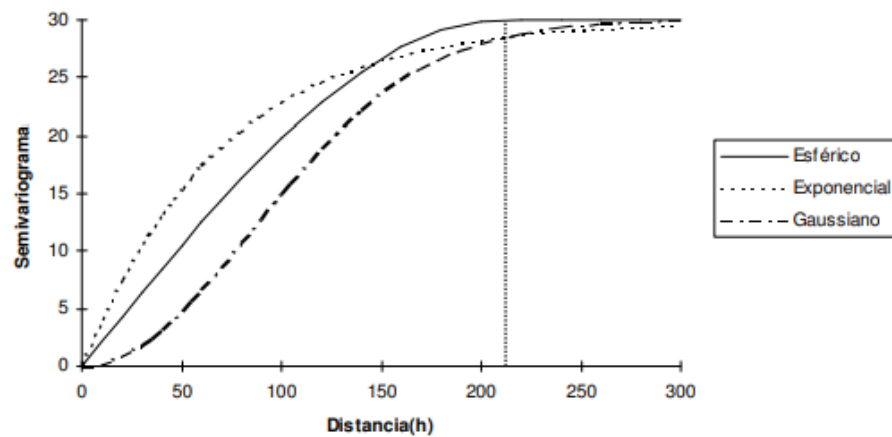


Figura 5.11.- Comparación de los modelos exponencial, esférico y gaussiano.

Extraído de Giraldo (2002)

Ajuste de modelos teóricos al variograma omnidireccional de la Serie 1 para log(K)

Al variograma omnidireccional se le ajustaron 3 modelos teóricos de variograma (Figura 5.12), cuya información se sintetiza en la Tabla 5.1:

Tabla 5.1.- Modelos teóricos ajustados al variograma omnidireccional para la Serie 1

Opción	Modelo teórico ajustado	Alcance	Meseta
<i>Opción 1</i>	Exponencial	1850	0,065
<i>Opción 2</i>	Esférico	3300	0,055
<i>Opción 3</i>	Gaussiano	1500	0,055

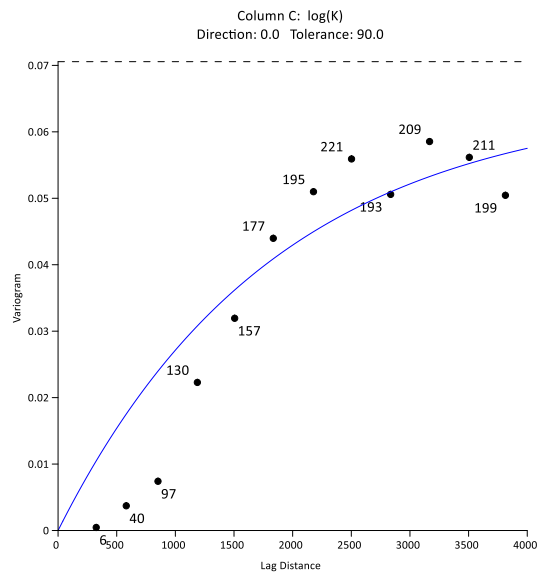


Figura 5.12a.- Opción 1- Exponencial

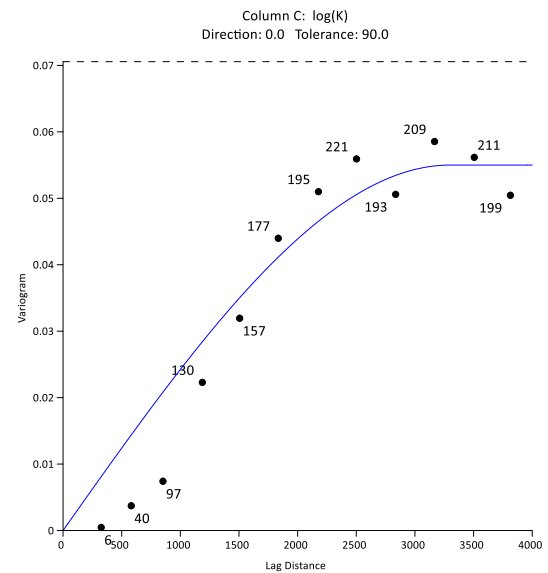


Figura 5.12b.- Opción 2: Esférico

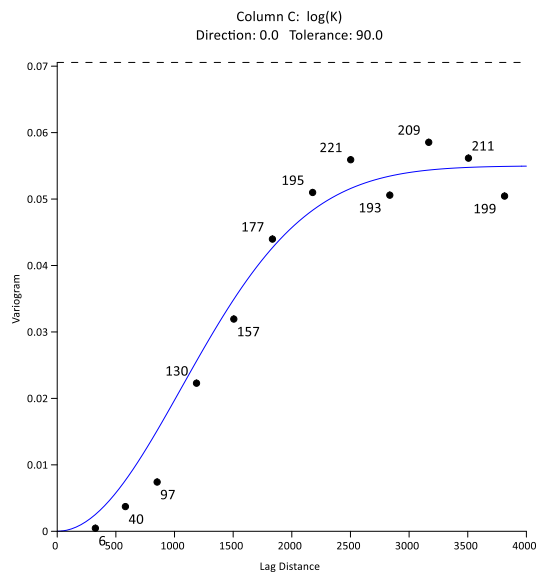


Figura 5.12c.- Opción 3: Gaussiano

Figura 5.12.- Ajuste de los modelos teóricos al variograma omnidireccional. Serie 1, log(K)

Ajuste de modelos teóricos al variograma omnidireccional de la Serie 2 para log (K)

Al variograma omnidireccional de la Serie 2 se le ajustaron 3 modelos teóricos de variogramas (Figura 5.13), cuya información se sintetiza en la Tabla 5.2:

Tabla 5.2.- Modelos teóricos ajustados al variograma omnidireccional de la Serie 2

Opción	Modelo teórico ajustado	Alcance	Meseta
Opción 1	Exponencial	1900	0,035
Opción 2	Esférico	2900	0,029
Opción 3	Gaussiano	1900	0,033

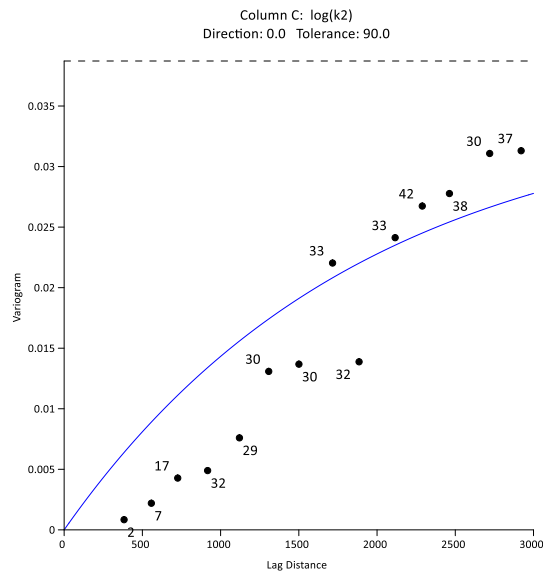


Figura 5.13a.- Opción 1: Exponencial

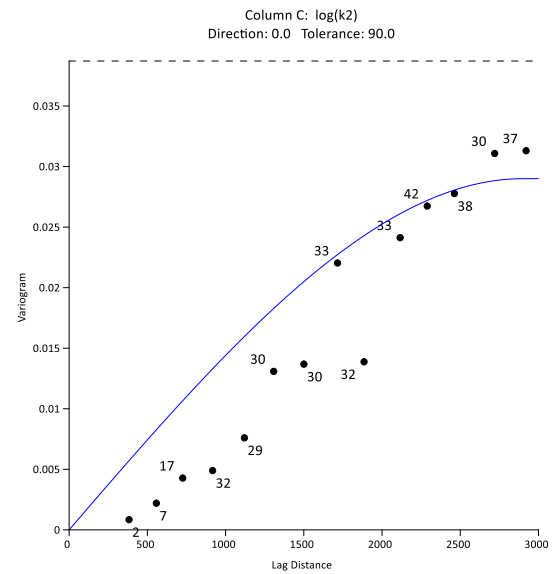


Figura 5.13b.- Opción 2: Esférico

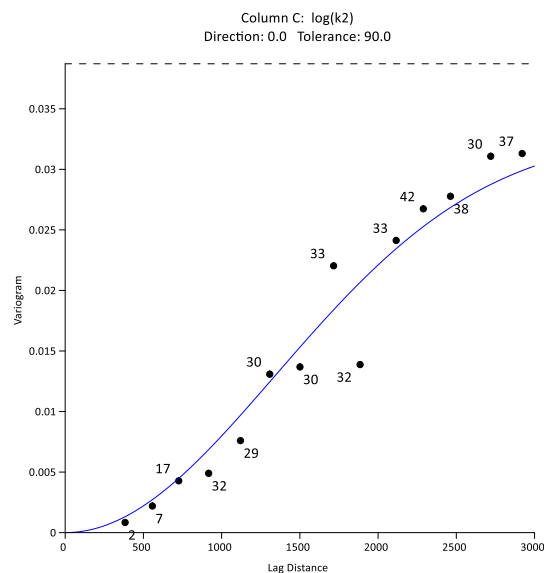


Figura 5.13c.- Opción 3: Gaussiano

Figura 5.13.- Ajuste de los modelos teóricos al variograma omnidireccional. Serie 2, log(K)

Ajustes teóricos a los variogramas direccionales de la Serie 1 para $\log(K)$

A los variogramas direccionales de la Serie 1 se le ajustaron 3 modelos teóricos:

Opción 1:

Ajuste de un modelo teórico exponencial (Figura 5.14).

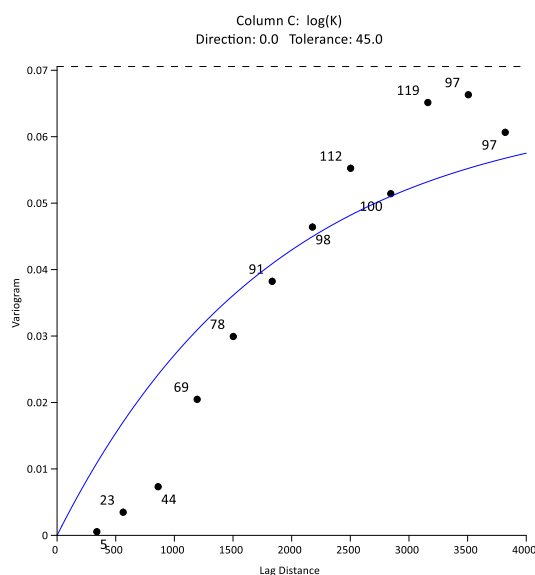


Figura 5.14a.- Dirección O-E

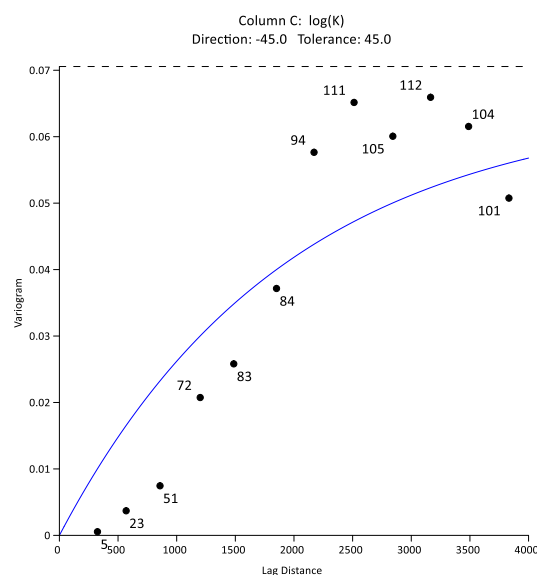


Figura 5.14b.- Dirección NO-SE

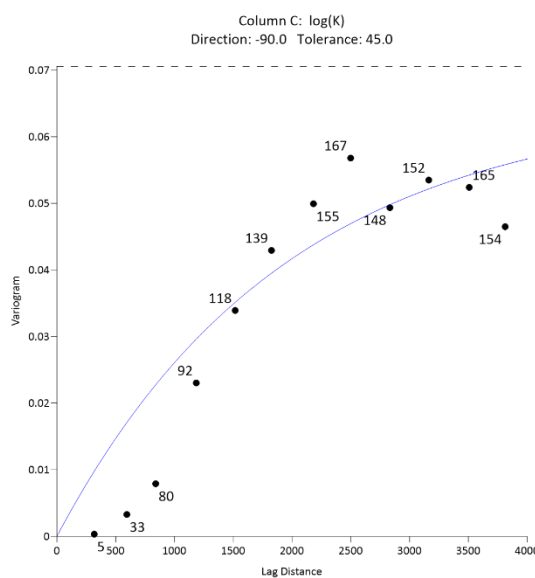


Figura 5.14c.- Dirección N-S

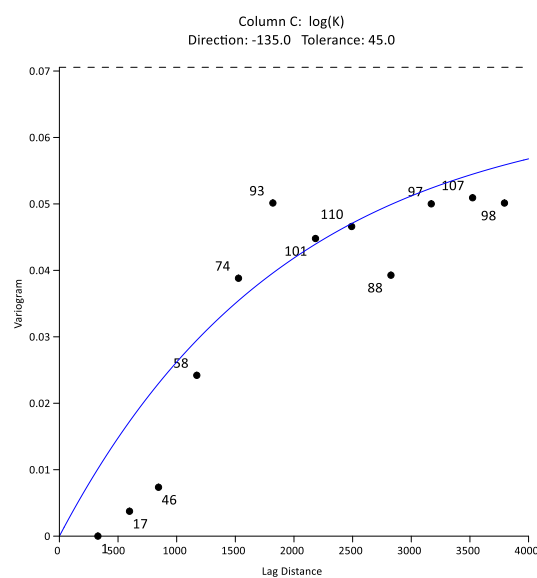


Figura 5.14d.- Dirección SO-NE

Figura 5.14.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico exponencial

Opción 2:

Ajuste de un modelo teórico esférico (Figura 5.15).

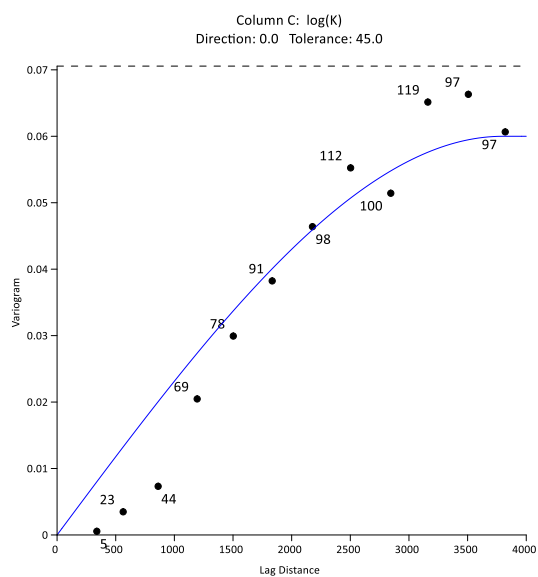


Figura 5.15a.- Dirección O-E

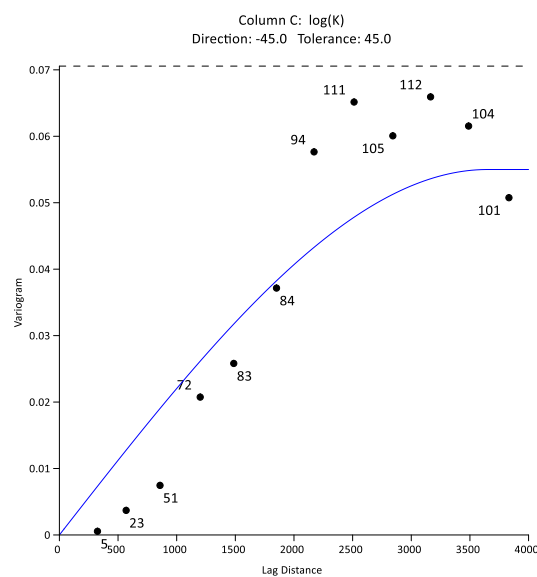


Figura 5.15b.- Dirección NO-SE

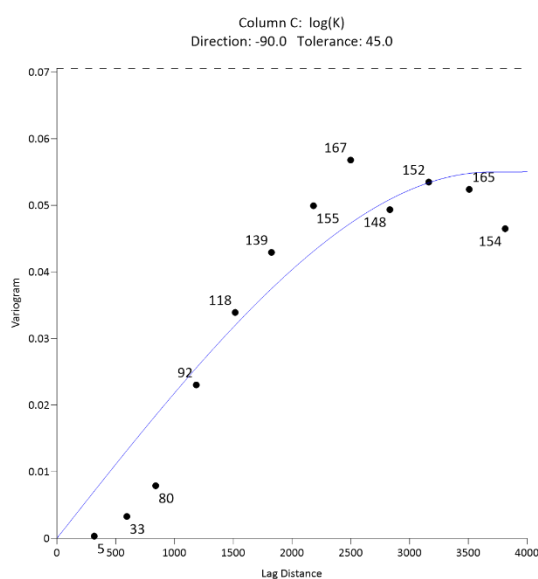


Figura 5.15c.- Dirección N-S

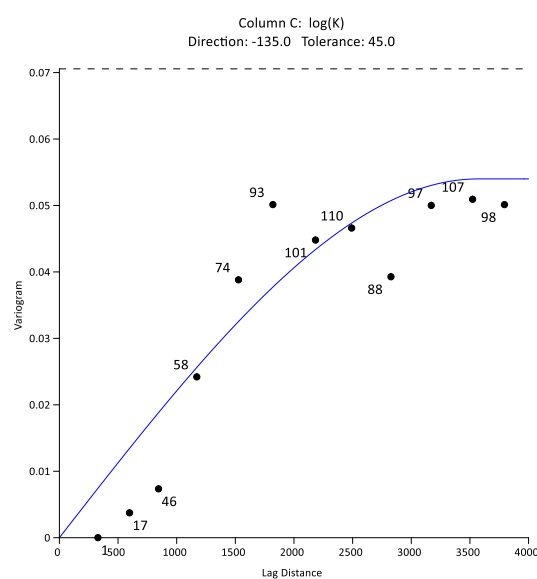


Figura 5.15d.- Dirección SO-NE

Figura 5.15.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico esférico

Opción 3:

Ajuste de un modelo teórico gaussiano (Figura 5.16).

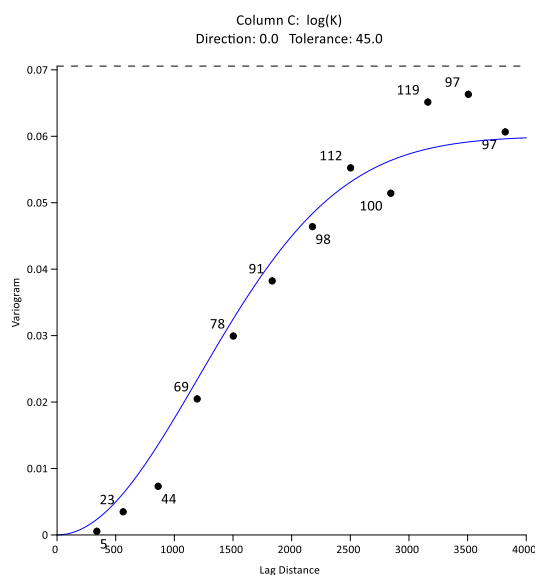


Figura 5.16a.- Dirección O-E

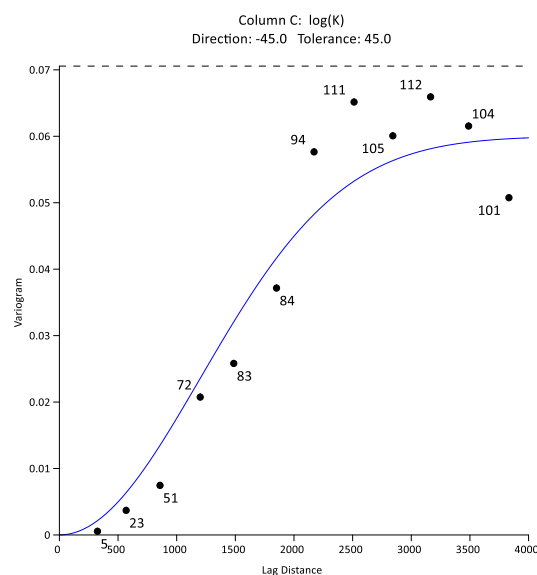


Figura 5.16b.- Dirección NO-SE

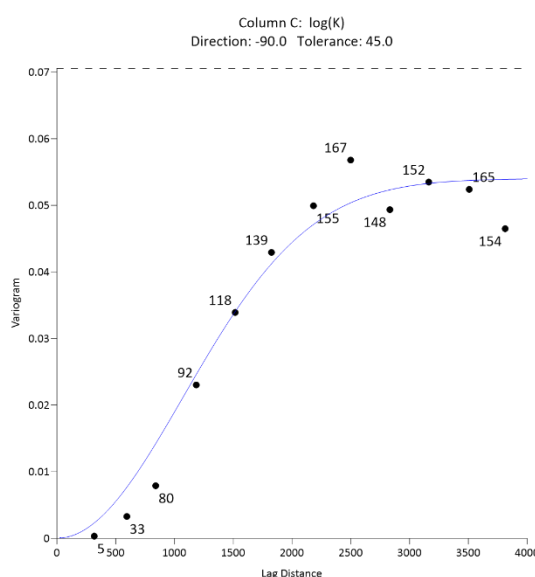


Figura 5.16c.- Dirección N-S

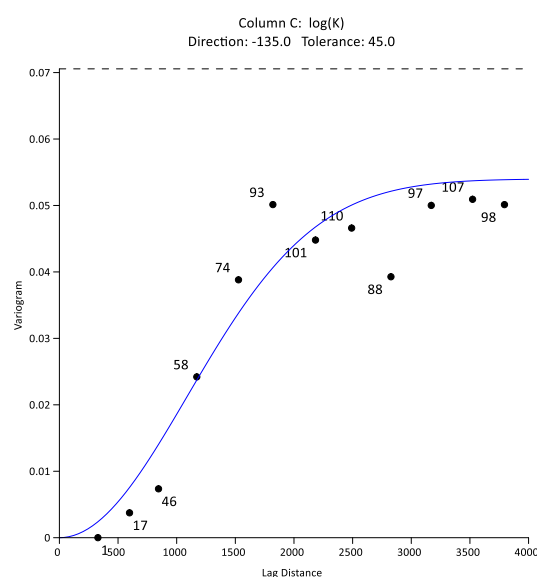


Figura 5.16d.- Dirección SO-NE

Figura 5.16.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico gaussiano

La Tabla 5.3 presenta los modelos teóricos ajustados a los variogramas direccionales, junto con sus respectivos parámetros estructurales. Asimismo, se incluyen en dicha tabla los

modelos teóricos ajustados a los variogramas omnidireccionales, con el fin de facilitar la comparación entre las distintas configuraciones espaciales de la variable $\log(K)$.

Tabla 5.3.- Parámetros de los modelos teóricos ajustados a los variogramas de la Serie 1 de $\log(K)$

	Modelo					
Dirección	Exponencial		Esférico		Gaussiano	
	Rango	Meseta	Rango	Meseta	Rango	Meseta
Omnidireccional	1850	0,065	3300	0,055	1500	0,055
O-E	1850	0,065	3800	0,06	1700	0,06
NO-SE	1940	0,065	3650	0,055	1700	0,06
N-S	1950	0,065	3690	0,055	1520	0,054
SO-NE	1940	0,065	3570	0,054	1540	0,054

Ajuste de los modelos teóricos a los variogramas direccionales de la Serie 2 para $\log(K)$

A los variogramas direccionales se le ajustaron 3 modelos teóricos de variogramas:

Opción 1:

Ajuste de un modelo teórico exponencial (Figura 5.17).

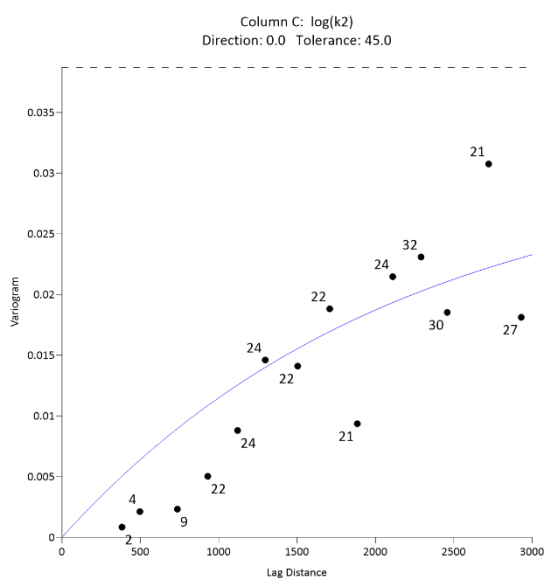


Figura 5.17a.- Dirección O-E

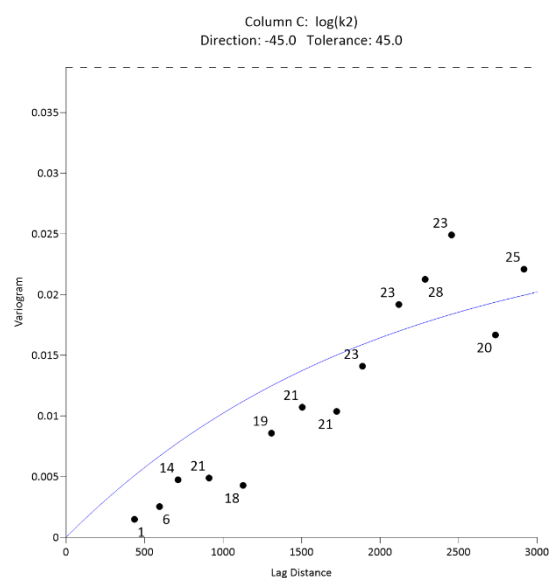


Figura 5.17b.- Dirección NO-SE

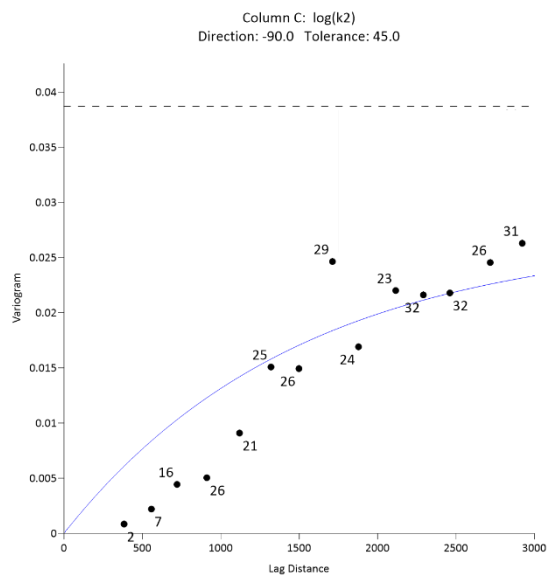


Figura 5.17c.- Dirección N-S

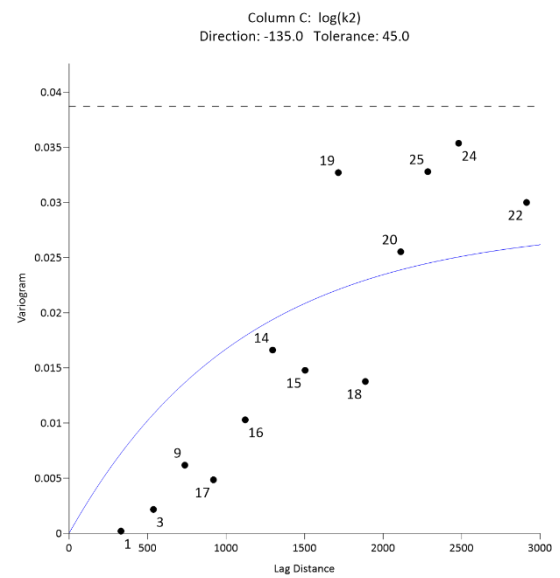


Figura 5.17d.- Dirección SO-NE

Figura 5.17.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico exponencial

Opción 2:

Ajuste de un modelo teórico esférico (Figura 5.18).

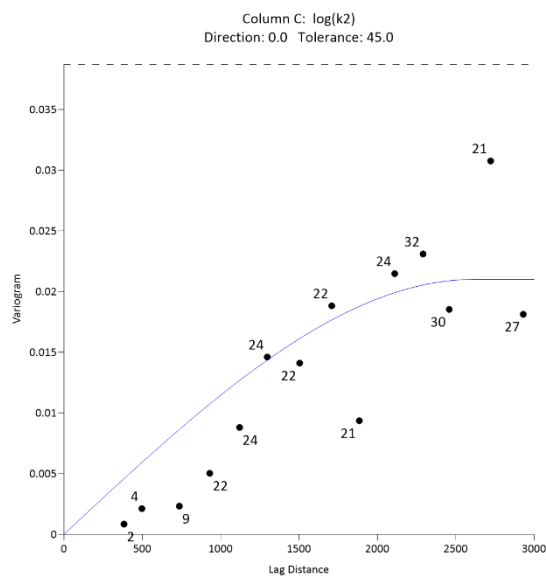


Figura 5.18a.- Dirección O-E

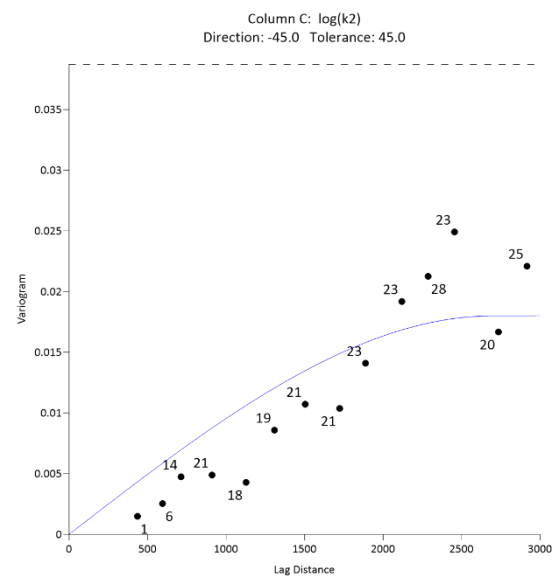


Figura 5.18b.- Dirección NO-SE

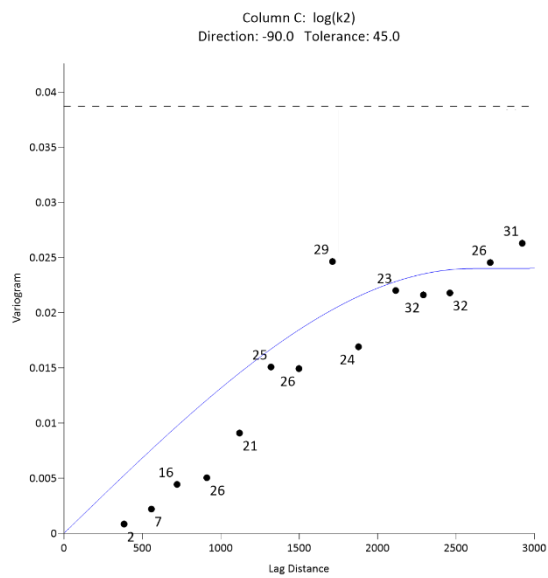


Figura 5.18c.- Dirección N-S

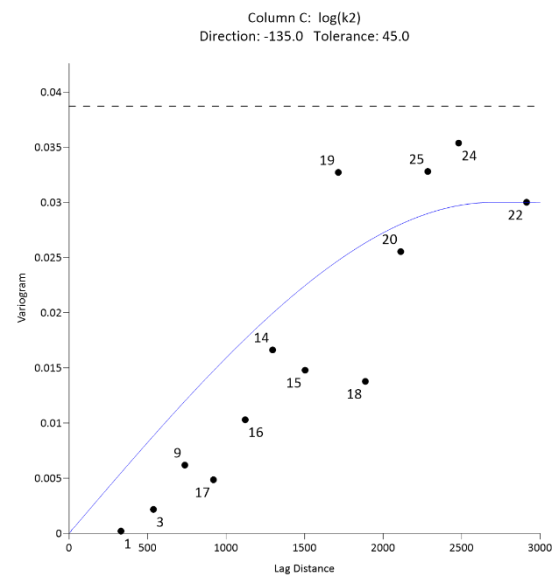


Figura 5.18d.- Dirección SO-NE

Figura 5.18.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico esférico

Opción 3:

Ajuste de un modelo teórico gaussiano (Figura 5.19).

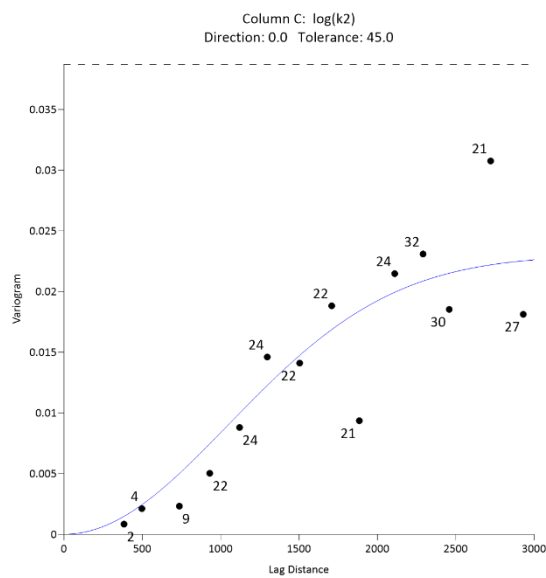


Figura 5.19a.- Dirección O-E

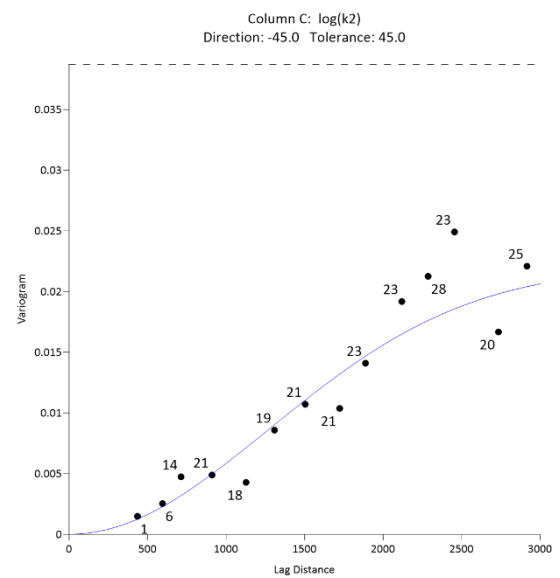


Figura 5.19b.- Dirección NO-SE

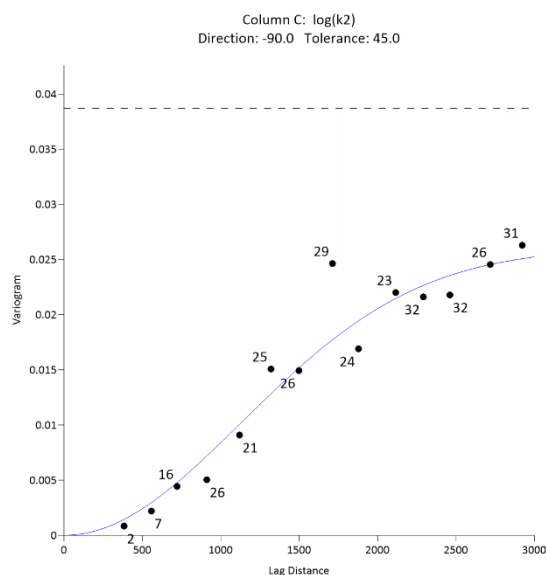


Figura 5.19c.- Dirección N-S

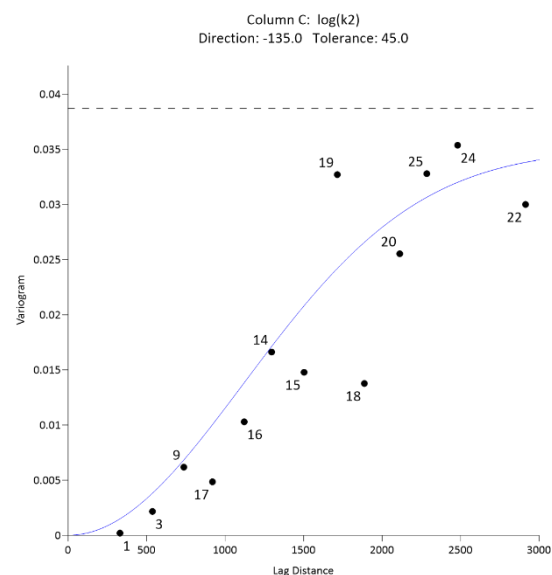


Figura 5.19d.- Dirección SO-NE

Figura 5.19.- Variogramas direccionales y ajuste de un modelo teórico gaussiano

La Tabla 5.4 presenta los modelos teóricos ajustados a los variogramas direccionales y omnidireccionales, junto con sus respectivos parámetros estructurales.

Tabla 5.4.- Parámetros de los modelos teóricos ajustados a los variogramas de la Serie 2 para $\log(K)$

Dirección	Modelo					
	Exponencial		Esférico		Gaussiano	
	Rango	Meseta	Rango	Meseta	Rango	Meseta
Omnidireccional	1900	0,035	2900	0,029	1900	0,033
O-E	2500	0,032	3000	0,021	1500	0,023
NO-SE	2000	0,026	2700	0,018	1800	0,022
N-S	1500	0,027	2600	0,024	1600	0,026
SO-NE	1100	0,028	2700	0,03	2500	0,035

Diversos autores han destacado la importancia de caracterizar adecuadamente la estructura de correlación espacial de las variables hidrogeológicas regionalizadas, dado su impacto directo en la calidad de las predicciones cuando éstas son utilizadas como insumo básico para la modelación numérica de un acuífero. Entre ellos, Tsai et al. (2003), Idelman et al., (1999), Schafmeister y de Marsily (1998), Fogg (1986), Fogg et al. (1998), de Marsily et al. (1998), Zimmermann et al. (1998), Samper y Carrera (1990), Heredia y Carrera (1992), Carrera y Neumann (1986) y Carrera (2003) coinciden en que la selección apropiada del modelo

estructural es clave para representar la continuidad espacial de las propiedades hidráulicas. En función de este criterio, se procedió a validar los modelos teóricos ajustados a los variogramas omnidireccionales y direccionales obtenidos, con el objetivo de garantizar su consistencia y aplicabilidad en el marco del análisis geoestadístico de esta Tesis.

La validación se realizó por el método de validación cruzada con el Software Surfer 13. Este método permite evaluar la capacidad predictiva del modelo ajustado, omitiendo sucesivamente cada dato y estimándolo a partir del resto.

Un buen ajuste se refleja en un sesgo cercano a cero y un error estándar reducido, lo que indica que el modelo reproduce adecuadamente la estructura espacial de los datos (Isaaks & Srivastava, 1989; Journel y Huijbregts, 1978).

Los resultados obtenidos en la validación de los modelos teóricos ajustados a los distintos variogramas de las series 1 y 2 se sintetizan en las tablas 5.5 y 5.6, respectivamente. En ellas se indican el error estándar de estimación y el coeficiente de variación para cada una de las opciones analizadas.

Tabla 5.5.- Validación de los modelos teóricos ajustados para la Serie 1

Opción		Error estándar de estimación	Coeficiente de variación
Omnidireccional	Exponencial	0,1	0,9
	Esférico	0,07	0,4
	Gaussiano	0,07	0,3
Direccional O-E	Exponencial	0,1	0,7
	Esférico	0,08	0,4
	Gaussiano	0,09	0,3
Direccional NO-SE	Exponencial	0,2	0,9
	Esférico	0,2	0,8
	Gaussiano	0,15	0,8
Direccional N-S	Exponencial	0,09	0,7
	Esférico	0,07	0,6
	Gaussiano	0,08	0,5
Direccional SO-NE	Exponencial	0,11	0,6
	Esférico	0,09	0,5
	Gaussiano	0,09	0,5

Tabla 5.6.- Validación de los modelos teóricos ajustados para la Serie 2

Opción		Error estándar de estimación	Coefficiente de variación
Omnidireccional	Exponencial	0,13	0,11
	Esférico	0,05	0,5
	Gaussiano	0,05	0,4
Direccional O-E	Exponencial	0,12	0,9
	Esférico	0,09	0,6
	Gaussiano	0,09	0,5
Direccional NO-SE	Exponencial	0,13	0,1
	Esférico	0,09	0,5
	Gaussiano	0,08	0,4
Direccional N-S	Exponencial	0,1	0,7
	Esférico	0,07	0,4
	Gaussiano	0,06	0,4
Direccional SO-NE	Exponencial	0,12	0,8
	Esférico	0,09	0,4
	Gaussiano	0,08	0,4

A partir del análisis de los resultados obtenidos durante la validación de las estimaciones, se seleccionó el variograma omnidireccional con modelo teórico gaussiano para representar la estructura de correlación espacial de $\log(K)$ en ambas series (Serie 1 y Serie 2). Esta elección se sustenta en el desempeño del modelo durante el proceso de validación, donde presentó los menores errores estándar de estimación y coeficientes de variación, lo que evidencia su capacidad para describir adecuadamente la continuidad espacial de la variable. Cabe destacar que el modelo gaussiano ha sido ampliamente empleado en estudios hidrogeológicos para caracterizar la estructura espacial de la conductividad hidráulica, como lo documentan Chilés y Delfiner (2012), Yamamoto et al., (2002), Gelhar (1976 y 1993), De Marsily (1986), Goovaerts (1997), Isaaks y Srivastava (1989), McLaughlin y Townley (1996), Zimmerman et al., (1998).

En cuanto a los parámetros obtenidos, el modelo ajustado para la Serie 1 presenta un rango de 1.500 y meseta igual a 0,055 mientras que para la Serie 2 el alcance es de 1.900 y la meseta de 0,033. Estos valores reflejan un buen ajuste en el comportamiento cercano al origen, lo que sugiere una regularidad de la granulometría a cortas distancias, así como una continuidad espacial significativa en rangos próximos al alcance del modelo.

Los resultados expuestos se consideran claves para modelar la distribución espacial de la conductividad hidráulica ya que permiten realizar estimaciones confiables en zonas no directamente muestreadas, fortaleciendo así la representatividad del análisis geoestadístico.

5.3 Estimación de la conductividad hidráulica mediante el método de kriging

Para la estimación de la conductividad hidráulica mediante el método de kriging ordinario, se aplicó previamente la transformación $K = 10^{\log(K)}$ de modo de recuperar los valores originales de la conductividad hidráulica, K , [m/día].

A partir de los modelos de variograma teórico seleccionados para la Serie 1 y la Serie 2, se realizó la estimación espacial de la conductividad hidráulica en el área de estudio definida en esta tesis. Los límites para la interpolación se ajustaron a la extensión geográfica del dominio, y se estableció un radio de búsqueda para la elipse igual a la mitad del rango del variograma, con el objetivo de optimizar la representatividad local de las estimaciones.

El tamaño de celda de la grilla utilizada para la interpolación fue de 100 m, lo que permitió alcanzar una resolución espacial adecuada de la variable en el área de estudio. Esta configuración contribuyó a minimizar la aparición de isolíneas cerradas o zonas con valores faltantes, favoreciendo una representación continua y coherente del campo de conductividad hidráulica.

Las figuras 5.20 y 5.21 muestran los resultados de la interpolación de la conductividad hidráulica [m/día] mediante kriging para la Serie 1 y la Serie 2, respectivamente. Al comparar ambos mapas se observa que en la Serie 1 las mayores conductividades hidráulicas se concentran en el sector sur y suroeste del área de estudio, mientras que los valores más bajos predominan hacia el noreste, con una franja de magnitudes intermedias en la zona central. La Serie 2 presenta una distribución similar, con máximos en el sur y suroeste y mínimos en el noreste y centro-este. Sin embargo, los valores interpolados en la Serie 2 son, en general, más elevados que los de la Serie 1, lo que sugiere un incremento de la conductividad hidráulica con la profundidad, asociado a las características texturales regionales de las arenas de la Fm. Ituzaingó.

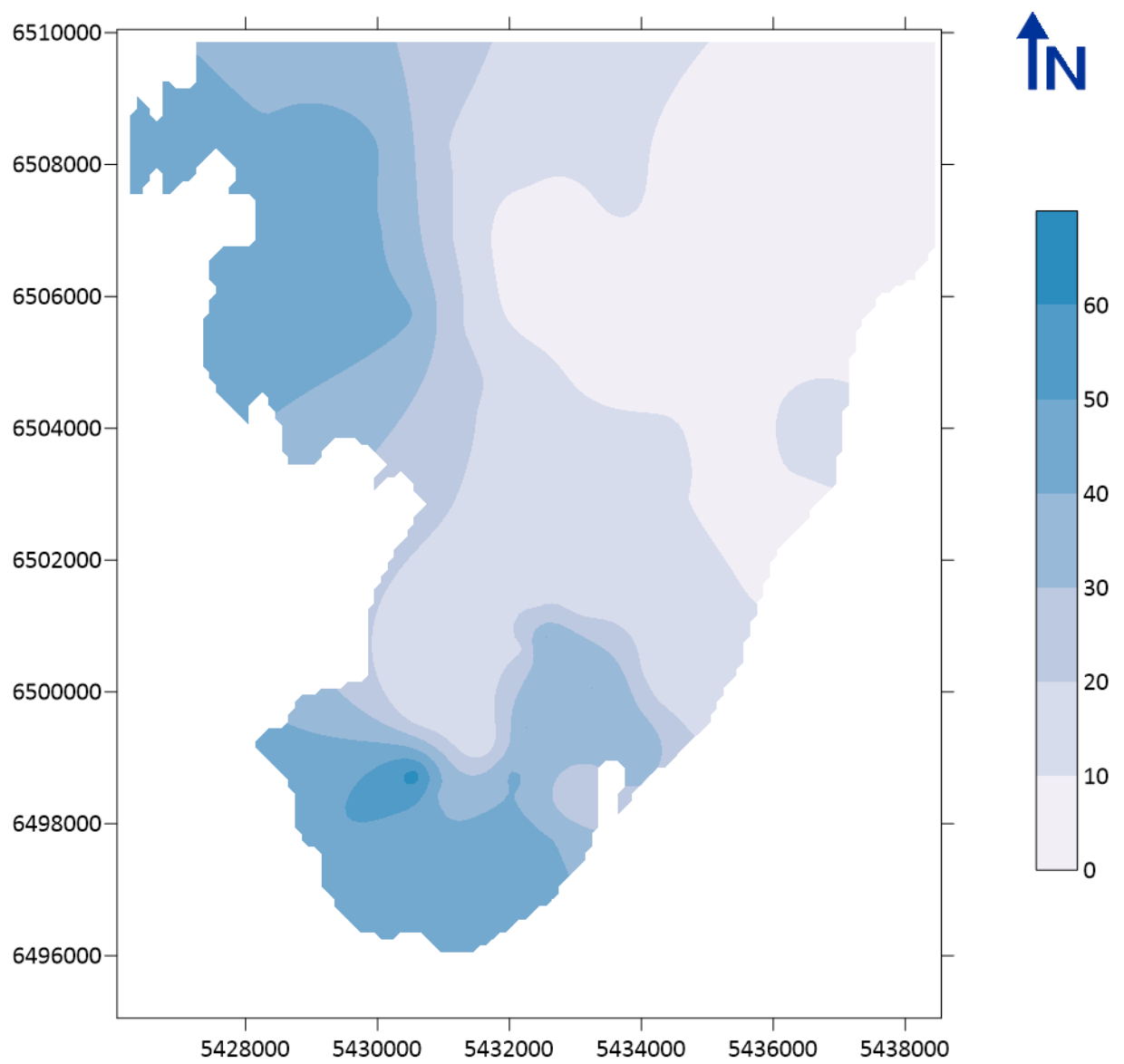


Figura 5.20.- Valores de K [m/día] interpolados por kriging ordinario para la Serie 1

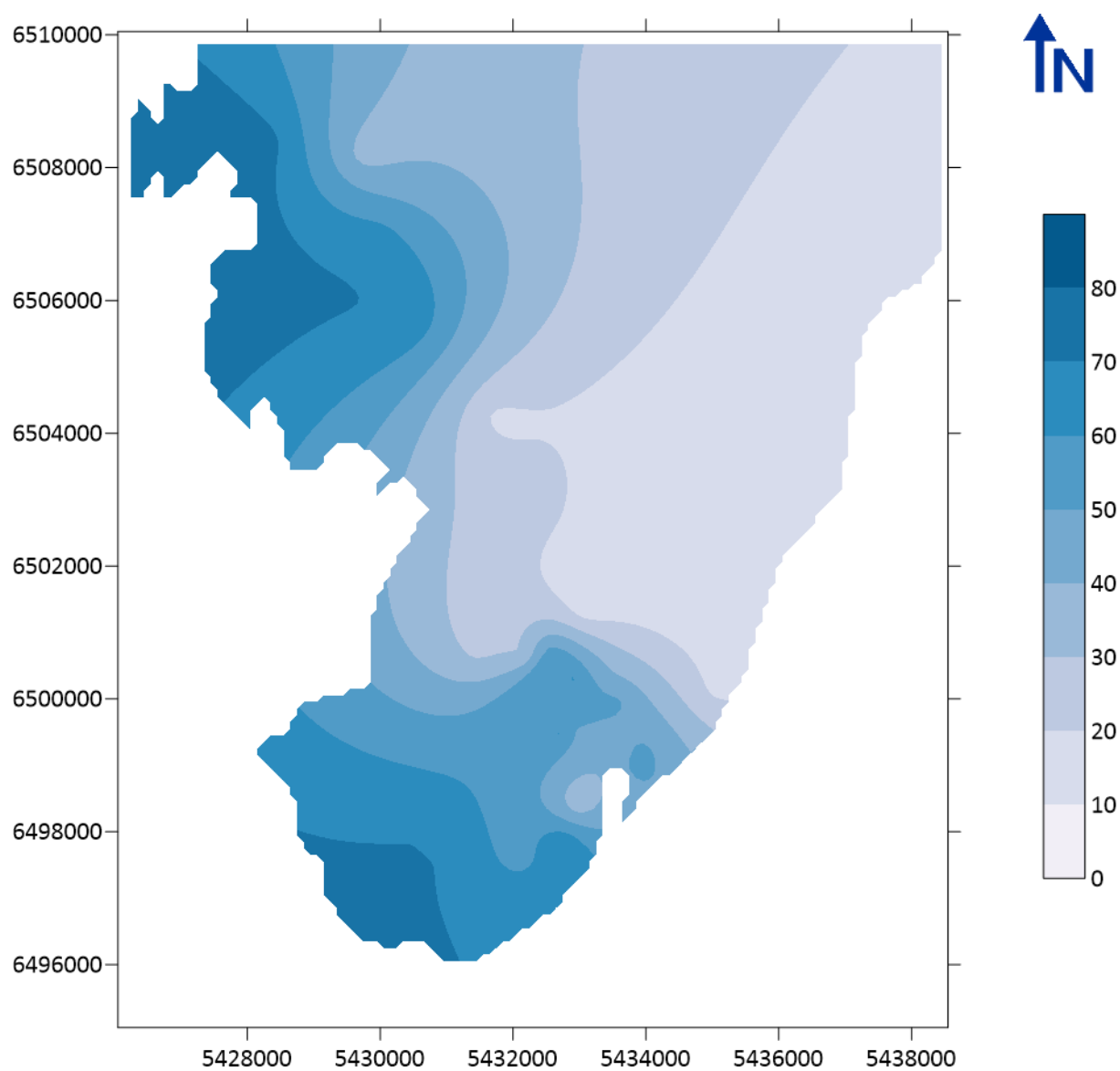


Figura 5.21.- Valores de K [m/día] interpolados por kriging ordinario para la Serie 2

Capítulo 6 Modelación Numérica

El desarrollo de este capítulo tiene como objetivo analizar si la consideración de la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica genera diferencias significativas en los patrones de flujo modelado frente a una representación homogénea del acuífero, hipótesis de esta tesis.

6.1 Modelo conceptual

La construcción de un modelo conceptual de un acuífero implica la integración de diversas fuentes de información que permitan representar de manera consistente su funcionamiento hidrogeológico.

El análisis integrado de los resultados expuestos hasta el momento, permitieron identificar las siguientes características esenciales del comportamiento hidrogeológico en el área de estudio:

- **Fm. Paraná:** para los fines de esta investigación, la Fm. Paraná se considera como la base de la secuencia de interés hidrogeológico. La información litológica de las pocas perforaciones disponibles que la alcanzaron reporta que sus primeros metros están conformados por sedimentos arcillosos saturados de tonalidad verdosa. Su techo se ubica, en promedio, en cota -27 m s.n.m., constituyendo el límite inferior del sistema hidrogeológico evaluado.
- **Fm. Ituzaingó:** los sedimentos de esta formación se encuentran totalmente saturados conformando el principal acuífero en la zona de estudio. Su techo se localiza entre cotas 8 y 13 m s.n.m. y se le puede asignar un espesor aproximado de 38 m.
- **Sedimentos pampeanos:** la parte cuspidal de la secuencia está compuesta por los sedimentos pampeanos cuyo espesor promedio es de 6 m. Estos sedimentos exhiben una distribución homogénea en toda el área de estudio y se encuentran parcialmente saturados dependiendo del régimen pluviométrico. Desde el punto de vista hidrogeológico, se comportan como un acuífero de bajo rendimiento.
- **Interacción con cuerpos de agua superficiales:** el análisis de la evolución espacio-temporal de los niveles de agua subterránea indican que los cuerpos de aguas superficiales que rodean a la ciudad de Santa Fe actúan como afluentes, excepto en situaciones particulares donde la cota del pelo de agua del río Salado sobrepasa el nivel del acuífero. Esto se evidenció al estudiar la relación de ambos niveles en el pozo de monitoreo P8.

- **Configuración del acuífero:** la relación hidráulica entre los sedimentos pampeanos y la Fm. Ituzaingó, así como la caracterización hidroquímica, permiten inferir que el sistema hidrogeológico subyacente al área de estudio presenta una configuración multicapa y se comporta como un acuífero libre.

6.2 Discretización espacial

El área del dominio a modelar se encuentra delimitada por las coordenadas $X = 5426000$; $Y = 6495000$ y $X = 5438500$; $Y = 6510000$ (Figura 6.1). La discretización horizontal se realizó mediante una malla regular de elementos cuadrangulares cuyo tamaño fue igual al utilizado en la discretización espacial empleada para estimar los valores de conductividad hidráulica mediante kriging.

Como resultado, la grilla quedó conformada por 150 filas y 125 columnas, compuesta por celdas de 100m x 100m (Figura 6.2). Las áreas que presentan tonalidades verdosas corresponden a celdas inactivas y son las que se asocian a los valles de inundación de la laguna Setúbal y el río Salado. Estos cuerpos de agua superficiales fueron considerados como condiciones de borde al este y al oeste del dominio, respectivamente.

La discretización vertical del modelo se definió en función del esquema conceptual presentado previamente y del análisis de la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica de los sedimentos de la Fm. Ituzaingó. El dominio se dividió verticalmente en 4 capas: la capa superior (capa 1) corresponde a los sedimentos pampeanos, mientras que las capas 2, 3 y 4 representan a las arenas de la Fm. Ituzaingó. La Figura 6.3 muestra esta discretización vertical en la misma ubicación de la transecta A-A' presentada en el Capítulo 2.

La capa 1 se extiende desde la superficie del terreno natural hasta una cota promedio de 12 m s.n.m., constituyendo el límite entre los sedimentos pampeanos y la Fm. Ituzaingó. La base de la capa 1 se construyó mediante interpolación lineal, considerando los sitios con descripciones litológicas disponibles.

La base de la capa 2 se ubica a una profundidad 15 m respecto del terreno natural, lo que equivale a una cota promedio de 3 m s.n.m.

Por su parte, la base de la capa 3 se sitúa a -7 m s.n.m., y la de la capa 4 a -27 m s.n.m. Esta última fue definida en función de la descripción de los perfiles litológicos que alcanzaron la Fm. Paraná.

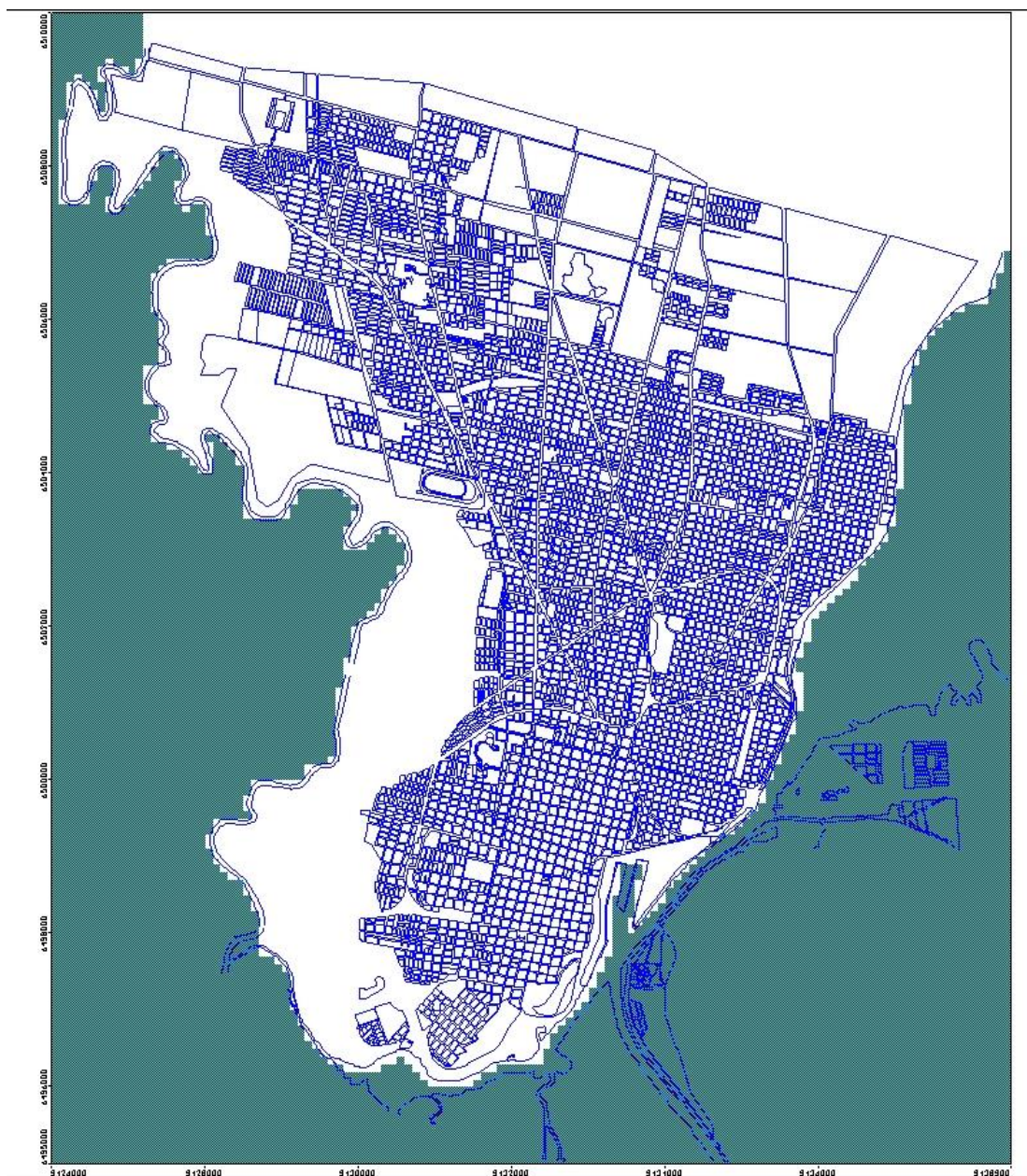


Figura 6.1.- Dominio a modelar

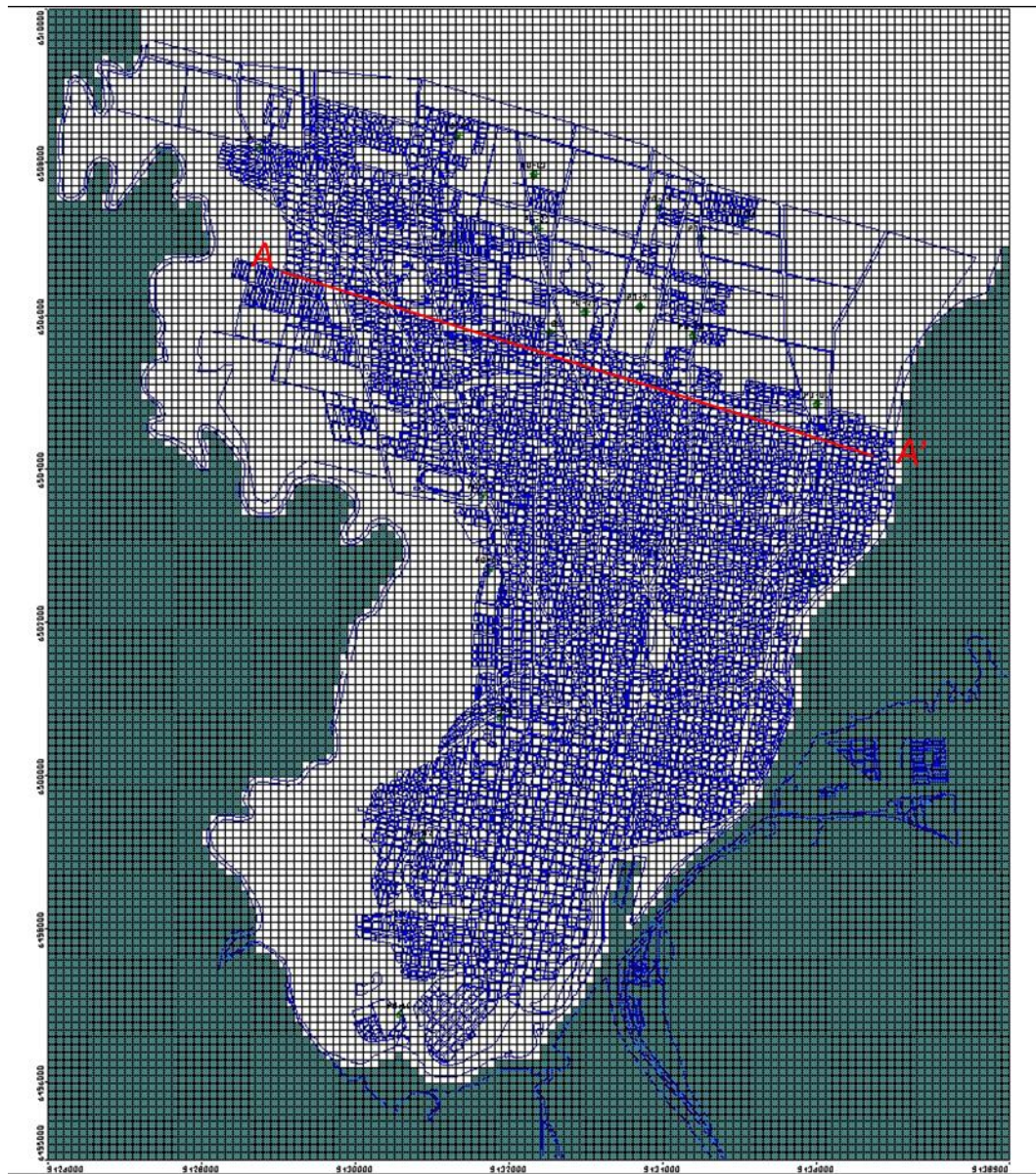


Figura 6.2.- Discretización horizontal del área de estudio. Ubicación de la transecta A-A'

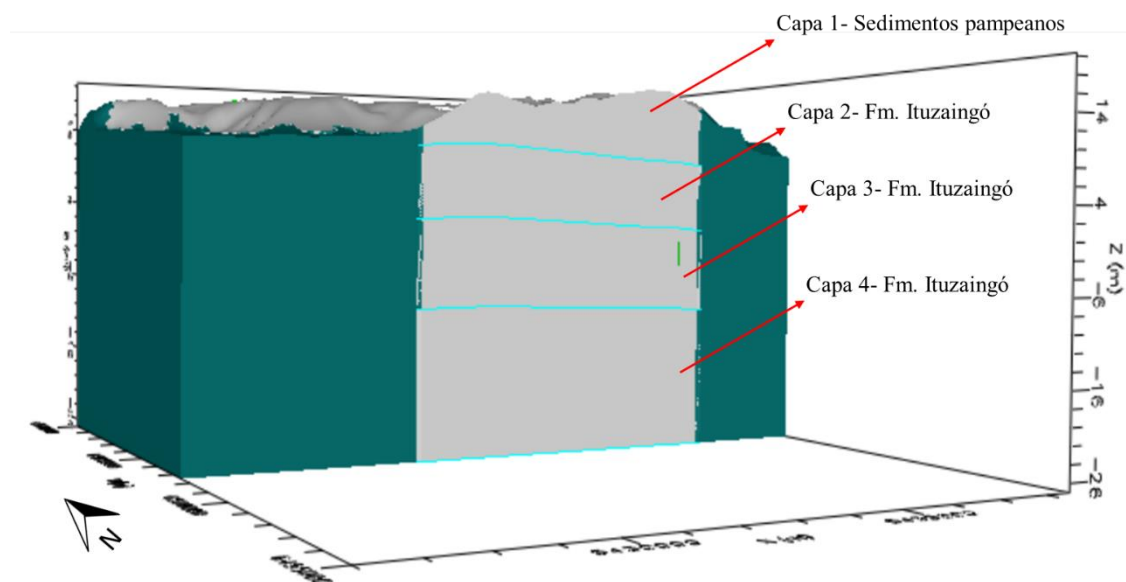


Figura 6.3.- Discretización vertical del área de estudio en el perfil A-A'

6.3 Asignación de parámetros hidráulicos – condición de heterogeneidad

Dado que no se dispone de datos provenientes de pruebas de bombeo para los sedimentos correspondientes a la capa 1, la estimación de la conductividad hidráulica se realizó mediante valores de referencia obtenidos de bibliografía especializada (Custodio y Llamas, 1976; Castany, 1971; Fetter, 2001). El valor adoptado ($K = 0,09$ m/día) se considera representativo de acuíferos de bajo rendimiento como en este caso y se lo asignó de manera uniforme a toda la capa.

Como se mencionó, la Fm. Ituzaingó fue dividida en tres capas. Para las primeras dos capas se utilizaron los resultados del análisis de la estructura espacial de variación presentado en el Capítulo 5. Las figuras 6.4 y 6.5 muestran la distribución de la conductividad hidráulica en las capas 2 y 3, respetivamente. En el caso de la capa 4 se asignó un valor constante de 73,32 m/día, correspondiente al promedio de los valores obtenidos en la Serie 3. En la Figura 6.6 se presentan los valores asignados de conductividad hidráulica (K [m/día]) para cada zona del modelo.

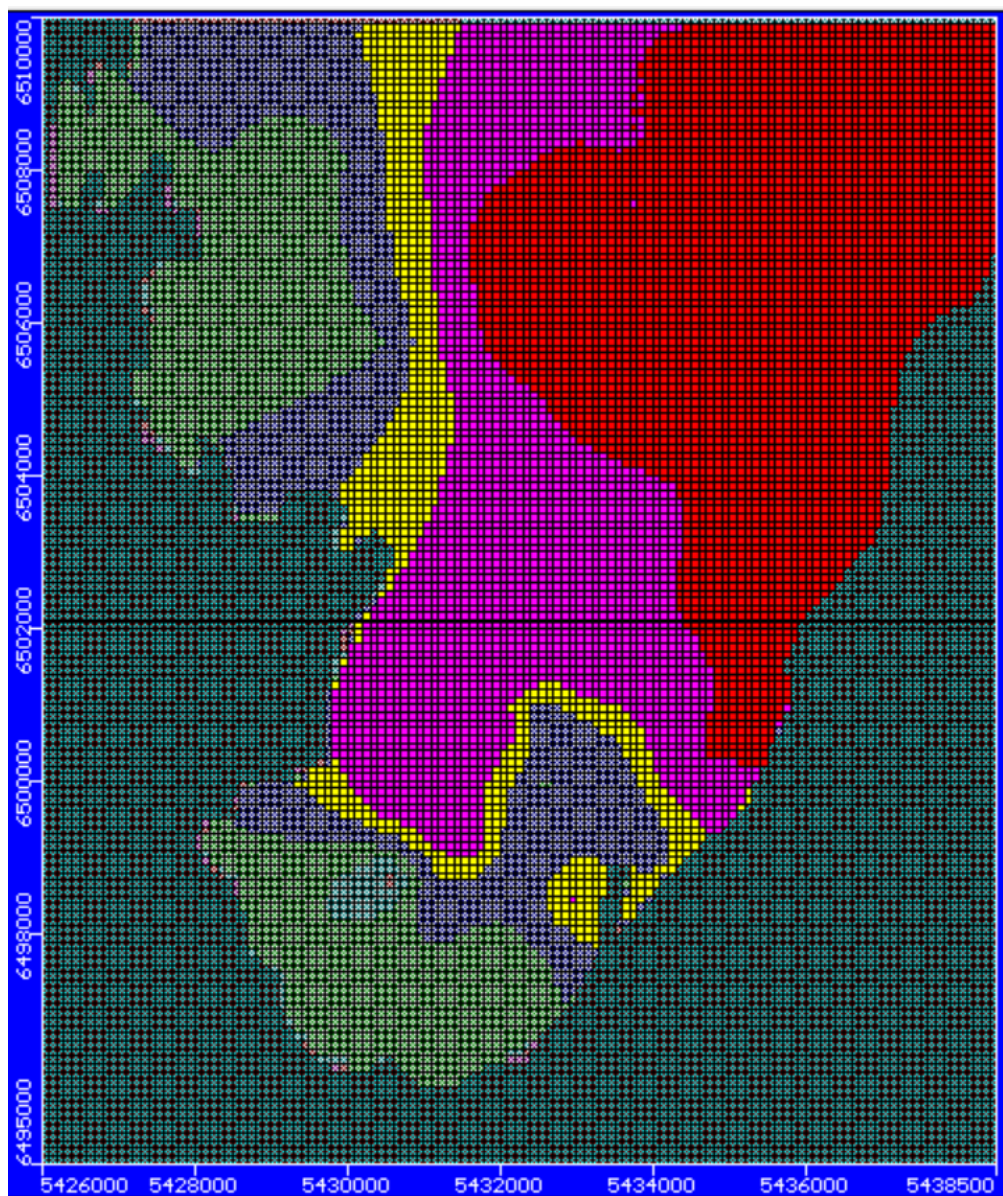


Figura 6.4.- Distribución espacial de la conductividad hidráulica en la capa 2 [m/día]

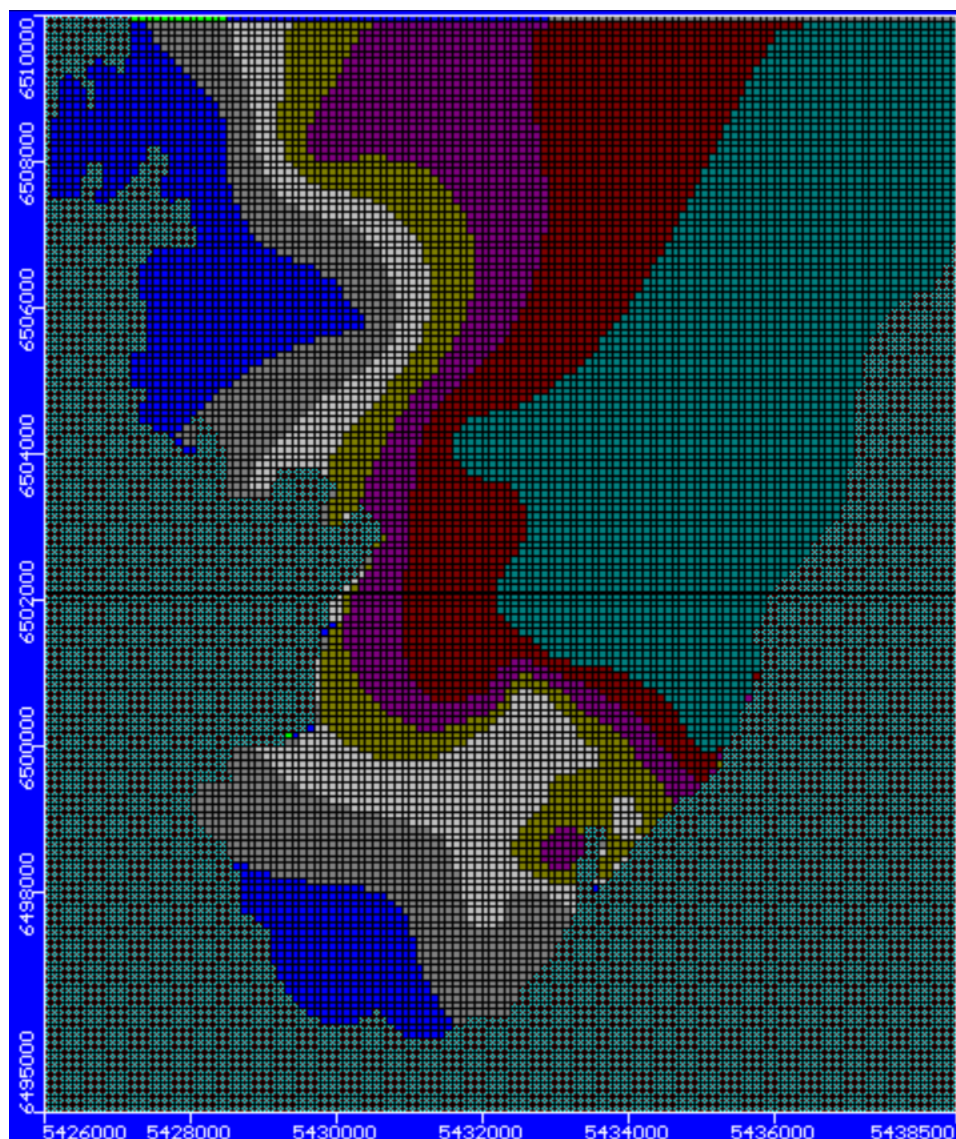


Figura 6.5.- Distribución espacial de la conductividad hidráulica en la capa 3 [m/día]

Zone	Kx [m/d]	Ky [m/d]	Kz [m/d]	Active	Distribution Array
1	0.09	0.09	0.09	☒	☒
2	18.8	18.8	18.8	☒	☒
3	24.3	24.3	24.3	☒	☒
4	34.1	34.1	34.1	☒	☒
5	45.3	45.3	45.3	☒	☒
6	57.6	57.6	57.6	☒	☒
7	62.3	62.3	62.3	☒	☒
8	72.3	72.3	72.3	☒	☒
9	73.32	73.32	73.32	☒	☒
10	5.3	5.3	5.3	☒	☒
11	12.6	12.6	12.6	☒	☒
12	24.7	24.7	24.7	☒	☒
13	36.6	36.6	36.6	☒	☒
14	44.9	44.9	44.9	☒	☒
15	54.2	54.2	54.2	☒	☒

Figura 6.6.- Valores iniciales de conductividad hidráulica [m/d] asignados

Dada la limitada disponibilidad de información para asignar valores de rendimiento específico a las distintas capas del dominio, se adoptó un valor de $S_y = 0,08$ para la capa 1. Para las capas 2, 3 y 4 se utilizó el valor promedio de $S_y = 0,12$ obtenido de los ensayos de bombeo facilitados por consultores.

6.4 Condiciones iniciales y condiciones de borde

La condición inicial de la variable de estado (carga hidráulica) fue la cota promedio de la superficie del terreno.

Las condiciones de borde consideradas para la simulación del acuífero se ilustran en la Figura 6.7 y se detallan a continuación:

- En los límites norte y noreste, se asignó una condición de borde de carga general (GHB) en respuesta a la presencia de un flujo hacia el dominio modelado. Esta condición se representa mediante celdas de color verde.
- En el resto del borde este se estableció una condición de carga constante, representada por celdas de color rojo. La carga prescrita fue definida, conforme al modelo conceptual, en función de los niveles hidrométricos registrados en la laguna Setúbal según la situación que se simule.
- En el borde oeste también se asignó una condición de borde de carga constante, cuya altura fue determinada a partir de los niveles hidrométricos del río Salado.

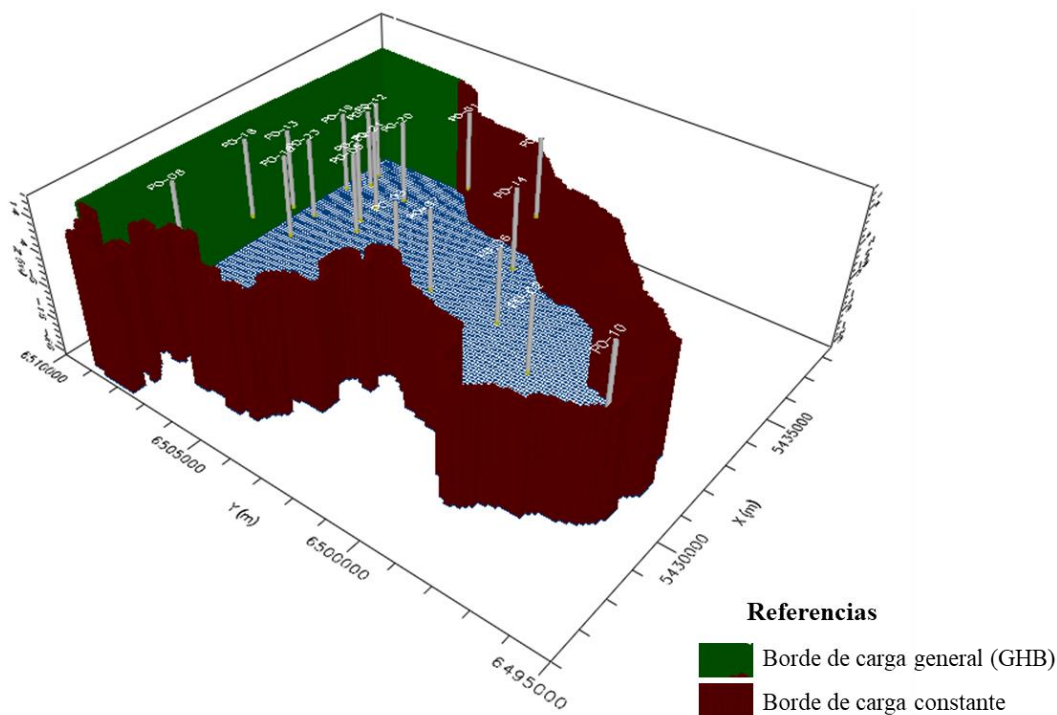


Figura 6.7.- Condiciones de borde asignadas

6.5 Estimación y asignación de la recarga

La recarga al acuífero fue estimada a través del método de fluctuación de niveles considerando un rendimiento específico, S_y , para los sedimentos pampeanos de 0,08.

La distribución espacial de la recarga fue evaluada a partir de los valores medios anuales por pozo (Tabla 6.1). Ello permitió diferenciar las siguientes zonas de recarga según sus valores promedio.

Los pozos P5, P12, P17, P18, P19, P22 y P23 (zona A) presentan las tasas de recarga efectiva media anual más bajas del conjunto, con valores iguales o inferiores a 45,3 mm/año. Estos pozos se ubican en sectores periféricos de la ciudad, con menor grado de urbanización o en transición hacia áreas suburbanas lo que permitiría inferir condiciones más favorables para una recarga natural.

En contraste, los pozos P2, P3, P4, P7, P10, P11, P14, P20 y P21 (zona B), exhiben los valores más altos de recarga efectiva media anual, iguales o superiores a 53 mm/año. Dentro de este grupo P7 (65 mm/año) y P11 (64 mm/año) se localizan en zonas urbanizadas caracterizadas por una alta proporción de superficies impermeables y una infraestructura de servicios consolidada. En estos casos, se estima que el mayor valor de la recarga en comparación con la

zona A, se origina principalmente en pérdidas provenientes de las redes de agua potable y saneamiento, filtraciones domiciliarias, escurrimientos pluviales y conexiones defectuosas, lo que sugiere una influencia antrópica significativa. Los pozos restantes, si bien se localizan en zonas urbanizadas, están emplazados próximos a grandes espacios verdes.

Los pozos P1, P8, P13 y P16 (zona C) presentan recargas efectivas promedio de 50,6 mm/año constituyendo la zona de transición entre las otras dos mencionadas anteriormente.

A modo de referencia, Auge (2004), en su estudio hidrogeológico de la ciudad de Buenos Aires y el conurbano bonaerense, estima una recarga correspondiente al acuífero Puelche del orden de 46 mm/año. Díaz et al. (1999) reportan para las arenas Puelches en la localidad de Santa Teresa (sur de la Provincia de Santa Fe) una recarga de 59 mm/año la que se obtuvo mediante un balance hídrico. Por su parte, D’Elia et al., (2013) reportan para el acuífero libre del área de Esperanza y su zona de influencia un valor promedio de recarga de 65 mm/año determinado mediante los métodos de fluctuación de niveles, balance hídrico y balance de cloruros.

Los valores de recarga estimados en esta Tesis se encuentran dentro del rango informado por los autores citados, lo que contribuye a validar la metodología empleada y refuerza la consistencia de los resultados obtenidos.

Al analizar el porcentaje de recarga en relación con la precipitación anual (Tabla 6.2) se destaca que en la zona A la recarga efectiva representa, en promedio, un 3,9% del total anual mientras que en las zonas B y C, el promedio es de 5,3 y 4,5 %, respectivamente.

En función de los valores estimados de recarga, fue posible discretizar al dominio según lo ilustrado en la Figura 6.8. Para la situación correspondiente a septiembre de 2010, se asignó a las celdas que conforman la zona A (representadas en color blanco) un valor de 38,9 mm/año, equivalente al 3,9% de la precipitación total registrada en ese año (999,8 mm). En cambio, las celdas que representan las zonas B y C (en color verde y azul, respectivamente) recibieron valores de recarga de 52,9 y 44,9 mm/año, respectivamente.

Tabla 6.1.- Recarga media anual [mm]

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2016	2017	2018	2019	Media [mm]	Mínimo [mm]	Máximo [mm]
P1	39,2	45,8	51,5	65	55,5	62,2	66,3	43,6	35,9	49	51,4	35,9	66,3

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2016	2017	2018	2019	Media [mm]	Mínimo [mm]	Máximo [mm]
P2	19,4	53,1	63,4	84,9	85,4	74,2	81,2	53,4	56,2	51,8	62,3	19,4	85,4
P3	26,9	48,1	59,9	71	69,6	64,1	71	43,7	40,4	48,6	54,3	26,9	71
P4	45,2	50,8	60,3	60,7	69,5	77,2	77,7	44,7	41,4	50,5	57,8	41,4	77,7
P5	28,6	39,1	40,9	55,2	54,4	48,6	54,3	34,2	31,5	50,2	43,7	28,6	55,2
P7	29	59,7	69,9	81,1	81,8	84,5	87,3	52,9	54,3	49,5	65	29	87,3
P8	43,2	45,7	51,5	60,2	58,3	69	59,9	42,8	38,5	46,9	51,6	38,5	69
P10	30,3	50,5	56,3	71,9	73,3	66,9	78,3	44	38,804		56,7	30,3	78,3
P11	44,7	56,2	65,8	75	72,7	82,8	86,9	55,2	46,5	54,2	64	44,7	86,9
P12	39,4	35,4	46,2	58,3	47,1	55,5	51,9	33,9	31,7	50,6	45	31,7	58,3
P13	83,2	36,4	46,1	50,9	54,5	46,4	57,1	34,5	30,3	36,6	47,6	30,3	83,2
P14	38,7	59,7	68,3	82,1	71,8	83	83	51,5	41,7	49,2	62,9	38,7	83
P16		45,5	55	61,7	54,7	56,8	62,6	39,8	39,2	49,1	51,6	39,2	62,6
P17		39,9	42	54,7	50,8	57,4	57	32,1	31,5	42,3	45,3	31,5	57,4
P18		39,7	43,6	49,4	46,1	47,4	54,6	33,2	33,7	46,5	43,8	33,2	54,6
P19		38,7	43,9	50,4	48,1	57,3	52,3	36,3	31,7	43,6	44,7	31,7	57,3
P20		47,1	49,6	61,5	65,9	62,8	64,8	42,2	40,3	47,3	53,5	40,3	65,9
P21		44,9	51,9	58,6	58,5	68,7	67,3	40,3	37	49,8	53	37	68,7
P22		37,1	37,3	36,4	39,3	42	40	39,2	39,7	33,7	38,3	33,7	42
P23		36,9	37,5	37,1	40,3	41,9	36,1	38	39,9	33,6	37,9	33,6	41,9

Tabla 6.2.- Porcentaje de recarga respecto a la precipitación anual [%]

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2016	2017	2018	2019	Promedio
P1	2,6	4,6	4,7	5,0	4,5	4,9	4,6	5,0	4,5	4,2	4,5
P2	1,3	5,3	5,8	6,5	7,0	5,9	5,7	6,1	7,0	4,5	5,6
P3	1,8	4,8	5,4	5,4	5,7	5,1	5,0	5,0	5,1	4,2	4,8
P4	3,0	5,1	5,5	4,6	5,7	6,1	5,4	5,1	5,2	4,3	5,1
P5	1,9	3,9	3,7	4,2	4,4	3,8	3,8	3,9	3,9	4,3	3,9
P7	1,9	6,0	6,4	6,2	6,7	6,7	6,1	6,0	6,8	4,3	5,8
P8	2,9	4,6	4,7	4,6	4,8	5,5	4,2	4,9	4,8	4,0	4,6
P10	2,0	5,1	5,1	5,5	6,0	5,3	5,5	5,0	4,9		5,0
P11	3,0	5,6	6,0	5,7	5,9	6,6	6,1	6,3	5,8	4,7	5,7
P12	2,6	3,5	4,2	4,5	3,9	4,4	3,6	3,9	4,0	4,4	4,0
P13	5,6	3,6	4,2	3,9	4,5	3,7	4,0	3,9	3,8	3,2	4,1
P14	2,6	6,0	6,2	6,3	5,9	6,6	5,8	5,9	5,2	4,2	5,6
P16		4,6	5,0	4,7	4,5	4,5	4,4	4,5	4,9	4,2	4,7
P17		4,0	3,8	4,2	4,2	4,5	4,0	3,7	3,9	3,6	4,1
P18		4,0	4,0	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	4,2	4,0	4,0

	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2016	2017	2018	2019	Promedio
P19		3,9	4,0	3,9	3,9	4,5	3,7	4,1	4,0	3,8	4,0
P20		4,7	4,5	4,7	5,4	5,0	4,5	4,8	5,0	4,1	4,8
P21		4,5	4,7	4,5	4,8	5,4	4,7	4,6	4,6	4,3	4,8
P22		3,7	3,4	2,8	3,2	3,3	2,8	4,5	5,0	2,9	3,6
P23		3,7	3,4	2,8	3,3	3,3	2,5	4,3	5,0	2,9	3,5
P [mm]	1489,1	999,8	1100,3	1307,9	1222,9	1263,7	1431,6	879,3	799	1161	1165,46

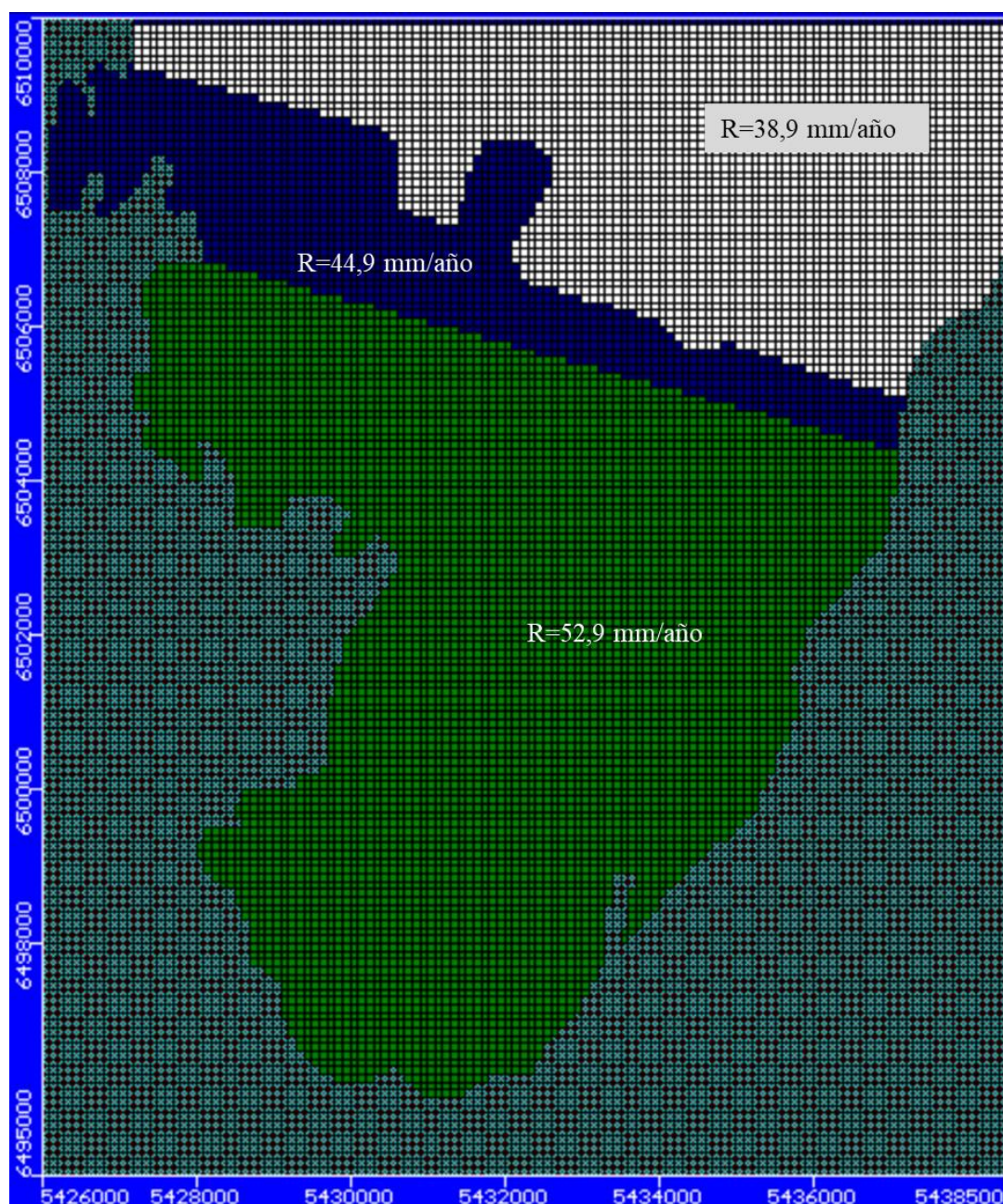


Figura 6.8.- Zonificación de la recarga (R) del acuífero en la zona de estudio. Valores de recarga efectiva para Septiembre de 2010

6.6 Calibración

La calibración del modelo numérico de flujo se orientó a reproducir, con la mayor fidelidad posible, la piezometría observada a la condición de niveles freáticos medios, registrada en septiembre de 2010. Para ello se implementó el módulo de ajuste de parámetros PEST (Doherty, 2005) integrado en el código Visual MODFLOW (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2015). Durante la ejecución del problema inverso se respetó la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica previamente definida a fin de preservar la coherencia geoespacial del modelo hidrogeológico.

Para cada una de las zonas de conductividad hidráulica representadas en las figuras 6.4 y 6.5 (cuyos valores iniciales se detallan en la Figura 6.6) se definieron tres parámetros de entrada: un valor inicial, un valor mínimo y un valor máximo, según los siguientes criterios:

- Valor inicial = valor obtenido en la regionalización por kriging (K_{x_i}).
- Valor mínimo = $0,09 \frac{m}{día} \leq K_{x_{min}} < \frac{1}{2} K_{x_i}$
- Valor máximo = $K_{x_{max}} = 2 * K_{x_i}$

Estos rangos permitieron acotar el proceso de optimización, garantizando la consistencia con los datos hidrogeológicos disponibles y evitando ajustes que contradigan la estructura espacial del parámetro.

La calibración se realizó en régimen permanente. Para el borde oeste se estableció una carga constante con gradiente lineal comprendido entre 11,12 y 10,87 m s.n.m. calculado en función de la pendiente hidráulica entre las estaciones RP N°70 e INALI. Para el borde este se fijó una carga constante de 11,48 m s.n.m según los registros hidrométricos en la estación Santa Fe-La Guardia para la fecha considerada.

Los resultados obtenidos al ejecutar el módulo PEST indicaron que, para alcanzar la función objetivo, fue necesario ajustar los valores iniciales de conductividad hidráulica, K_{x_i} , conforme se detalla en la Figura 6.9.

En las zonas #2 a #8, las modificaciones fueron inferiores al 1% respecto a los valores iniciales. Esto sugiere que, en estos sectores, los valores iniciales de conductividad hidráulica ya representaban adecuadamente las condiciones hidrogeológicas del acuífero en estudio.

La zona #10 presentó el ajuste más notable, con un incremento del 74% en el valor de conductividad hidráulica, pasando de 5,3 m/d a 9,2 m/d. En la zona #11 se observó un aumento del 25 % respecto al valor inicial, de 12,6 m/d a 15,7 m/d.

Por su parte, las zonas #12, #13, #14 y #15 registraron ajustes de distinta magnitud: -9%, +14%, -12% y +12%, respectivamente. Estas variaciones reflejan la sensibilidad del modelo en áreas específicas y la necesidad de ajustes localizados para mejorar la representación del acuífero en estudio.

Conductivity

	Zone	Kx [m/d]	Ky [m/d]	Kz [m/d]	Active	Distribution Array
1	 0.09	0.09	0.09	0.09	☒	☒
2	 18.8	18.8	18.8	18.8	☒	☒
3	 24.3	24.3	24.3	24.3	☒	☒
4	 34.1	34.1	34.1	34.1	☒	☒
5	 45.3	45.3	45.3	45.3	☒	☒
6	 57.6	57.6	57.6	57.6	☒	☒
7	 62.3	62.3	62.3	62.3	☒	☒
8	 72.3	72.3	72.3	72.3	☒	☒
9	 73.32	73.32	73.32	73.32	☒	☒
10	 9.2	9.2	9.2	9.2	☒	☒
11	 15.7	15.7	15.7	15.7	☒	☒
12	 22.4	22.4	22.4	22.4	☒	☒
13	 41.6	41.6	41.6	41.6	☒	☒
14	 39.3	39.3	39.3	39.3	☒	☒
15	 60.8	60.8	60.8	60.8	☒	☒

Figura 6.9.- Valores de K resultantes de la implementación del módulo PEST de Visual MODFLOW. Valores expresados en [m/día]

Los valores de conductividad hidráulica optimizados mediante el módulo PEST se incorporaron en una nueva ejecución del modelo. Los resultados de esta simulación, que incluyen la correlación entre los valores observados y los simulados, se presentan en la Figura 6.10. En este caso, el RMS normalizado es de 1,797% acompañado de un error estándar de estimación de 0,018 m.

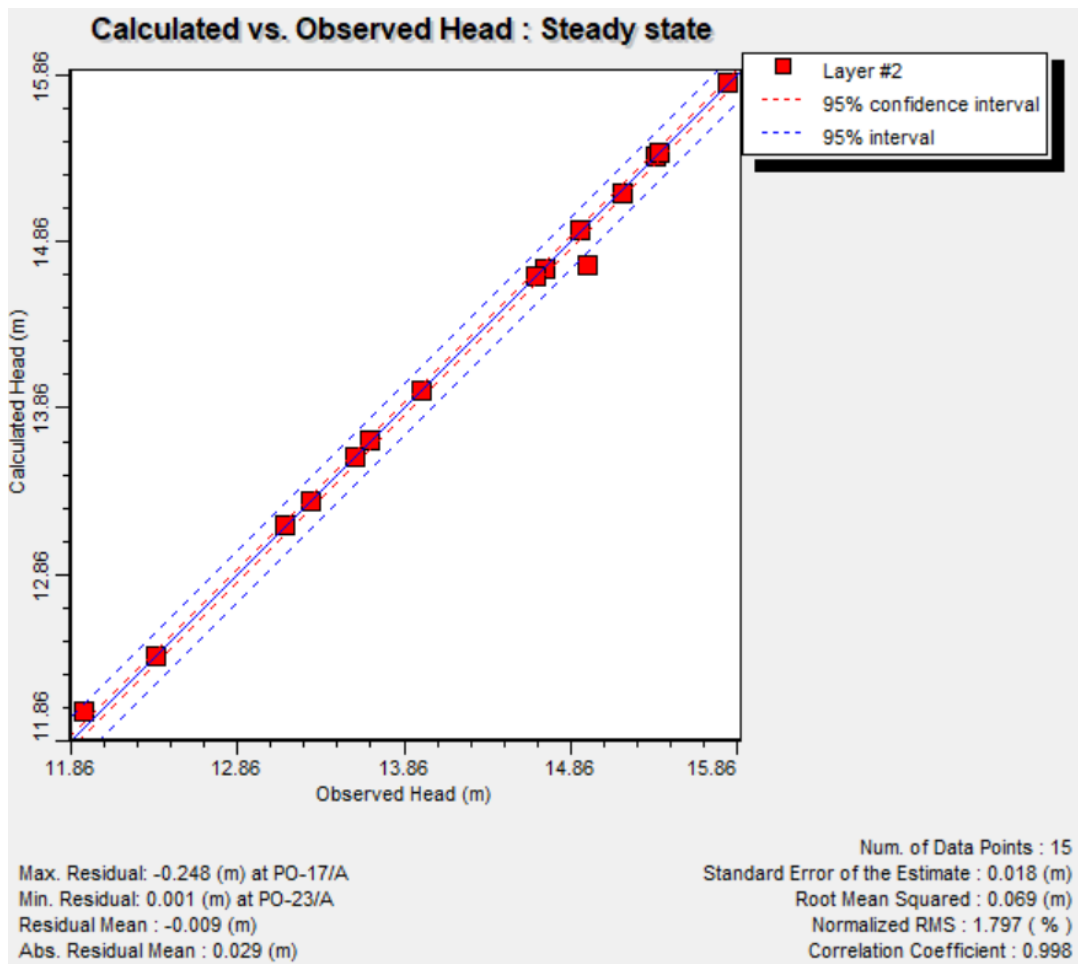


Figura 6.10.- Valores observados y simulados. Optimización de los valores de K con el módulo PEST bajo la condición de heterogeneidad

En la Figura 6.11 se presentan las curvas equipotenciales resultantes de esta simulación. Se observa que el modelo reproduce adecuadamente la dirección del flujo, indicada por las flechas en color rojo, así como la ubicación de la divisoria de aguas. Además, se identifican con claridad las zonas de recarga y descarga hacia los cuerpos de agua superficiales, en concordancia con el comportamiento hidrogeológico esperado.

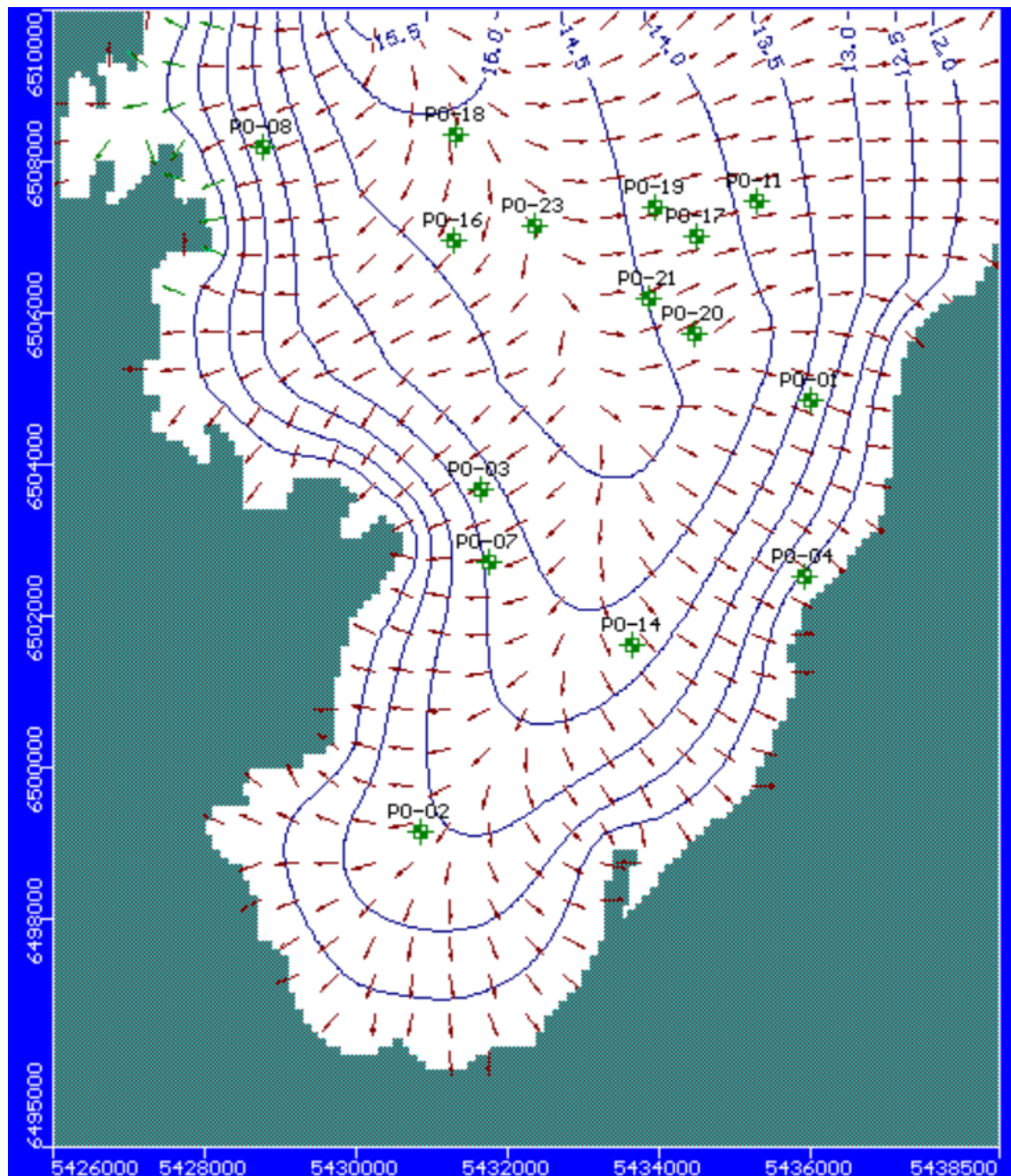


Figura 6.11.- Mapa de curvas equipotenciales simuladas bajo la condición de heterogeneidad de la conductividad hidráulica

A partir del análisis de estos resultados se infiere que la regionalización de la conductividad hidráulica, en conjunto con la resolución del problema inverso, aporta mayor confiabilidad al modelo de flujo y, por ende, se mejora la representación del acuífero en la zona de estudio.

6.7 Representación homogénea del acuífero

Con el objetivo de evaluar la hipótesis planteada, se realizó una calibración del sistema manteniendo la misma discretización espacial y condiciones de borde previamente definidas, pero asignando valores constantes de conductividad hidráulica. A la capa 2 se le ingresó un valor de 25,6 m/día mientras que para la capa 3 de 44,8 m/d. Los valores asignados corresponden al promedio de cada conjunto de datos en cada una de las capas y sirvieron como punto de partida para el proceso de ajuste bajo esta condición.

Estos valores de conductividad hidráulica se fueron modificando manualmente hasta alcanzar el menor error cuadrático medio normalizado posible. La mejor representación bajo la condición de homogeneidad se obtuvo con un valor de 33,9 m/día para la capa 2 y 69,6 m/día para la capa 3.

La Figura 6.12 presenta la correlación entre los niveles simulados y observados. Se evidencia un incremento significativo del RMS normalizado que alcanzó el 8,78 %, en comparación con el valor obtenido al considerar la condición de heterogeneidad de la conductividad hidráulica (RSM normalizado = 1,8 %).

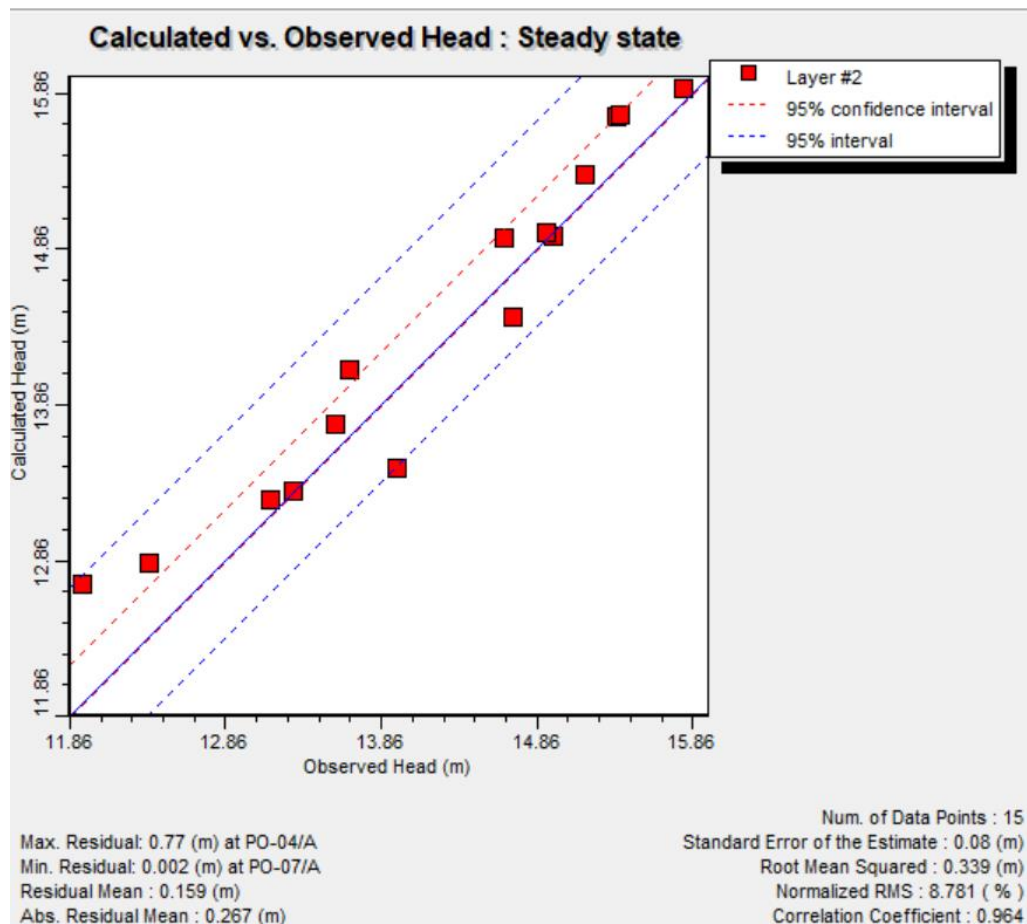


Figura 6.12.- Valores observados y simulados. Condición de homogeneidad para la conductividad hidráulica

6.8 Simulación de escenarios

A partir de las series diarias de niveles hidrométricos registradas en las estaciones RP N° 70 e INALI (río Salado) y en la estación Santa Fe-La Guardia (Laguna Setúbal), se realizó un análisis de frecuencia mediante el ajuste de una función de distribución de probabilidad del tipo Gumbel. Este procedimiento permitió estimar los niveles hidrométricos asociados a distintos tiempos de recurrencia, en función de los escenarios hidrológicos definidos en el Capítulo 3.

Los valores de los niveles hidrométricos obtenidos fueron corroborados con los resultados del informe “Estudio de delimitación de áreas de riesgo hídrico en Santa Fe (Actualización del estudio de 1992)” realizado por el Instituto Nacional del Agua, Subgerencia Centro Regional Litoral (2006).

El modelo numérico, previamente calibrado y optimizado en el ítem 6.8, fue implementado para representar los tres escenarios, permitiendo evaluar la respuesta del sistema hidrogeológico ante distintas condiciones hidrológicas.

6.8.1 Escenario 1

Se ejecutó el modelo, en régimen permanente, para simular el comportamiento de los niveles del agua subterránea en la zona de estudio para una situación caracterizada por niveles hidrométricos elevados en el río Salado y bajos en la laguna Setúbal. Esto es, para el río Salado un Tr de 100 años y niveles hidrométricos con un gradiente lineal entre 16,43 y 13,46 m s.n.m.; para la laguna Setúbal, un Tr de 2 años y un nivel hidrométrico de 13,46 m s.n.m.

En el mapa de curvas isofreáticas obtenido como resultado de la simulación de este escenario (Figura 6.16) también se evidencia una divisoria de aguas subterráneas, pero en este caso ubicada hacia el sector oeste del área de estudio. La configuración de las isolíneas muestra en el sector oriental un gradiente hidráulico más elevado que hacia el río Salado.

La superposición del mapa de curvas equipotenciales con el mapa de curvas de nivel del terreno permitió obtener el mapa de la Figura 6.17 que muestra las zonas donde el nivel freático alcanza la cota topográfica. En estas áreas se presenta una condición de saturación del terreno, por lo que ante la ocurrencia de precipitaciones se generarían encharcamientos superficiales que incrementarían el volumen de escurrimiento superficial. Esta situación no solo puede favorecer la persistencia de áreas anegadas, sino que además podría afectar el correcto funcionamiento de las obras de desagües pluviales, al aumentar la carga sobre el sistema y reducir su capacidad de evacuación.

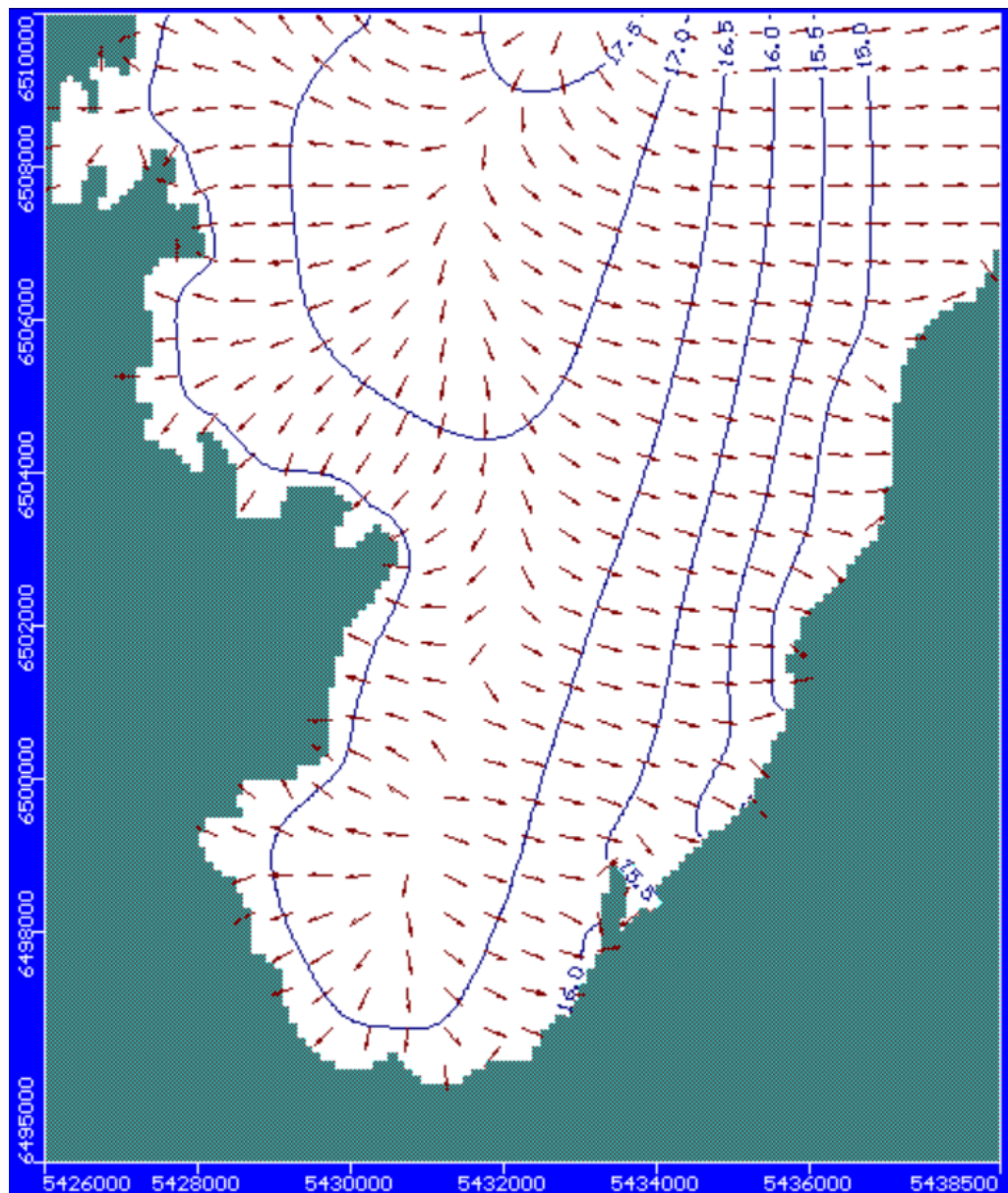


Figura 6.13.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 1

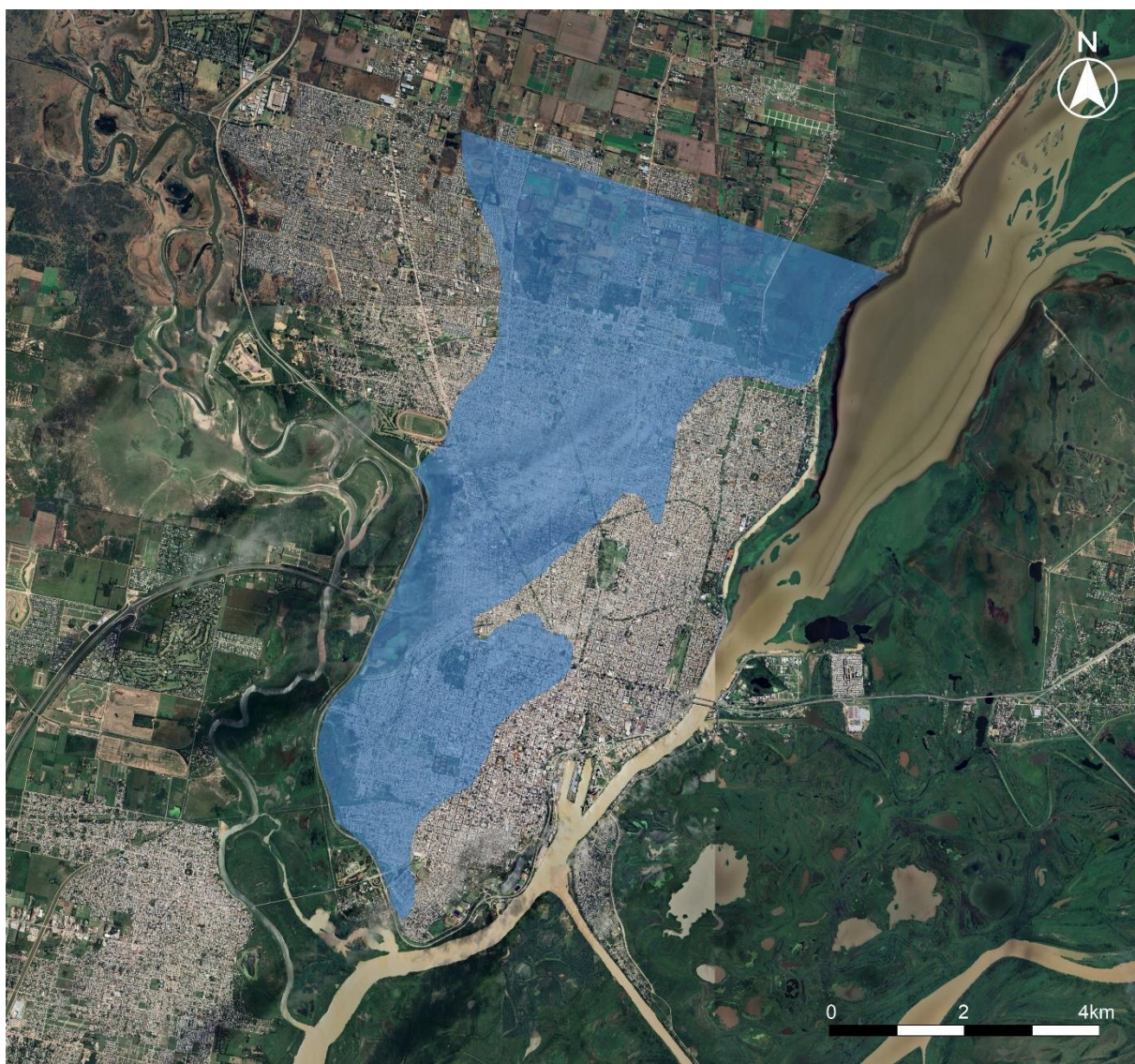


Figura 6.14.- Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 1

6.8.2 Escenario 2

Este escenario representa una condición de niveles hidrométricos elevados en ambos cuerpos de agua que delimitan el área de estudio, considerando un tiempo de recurrencia de 100 años. Para esta situación, el nivel hidrométrico del río Salado alcanza 16,43 m s.n.m., mientras que el de la Laguna Setúbal se sitúa en 16,37 m s.n.m.

La Figura 6.18 presenta el mapa de curvas equipotenciales asociado a esta situación. Se observa un ascenso generalizado del nivel freático respecto al escenario anterior, en especial en los sectores central y norte del área de estudio.

En la Figura 6.19 se exhibe el mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Aquí se observa que, a diferencia del escenario anterior, gran parte del área de estudio se encuentra anegada reflejando la severidad de la situación.

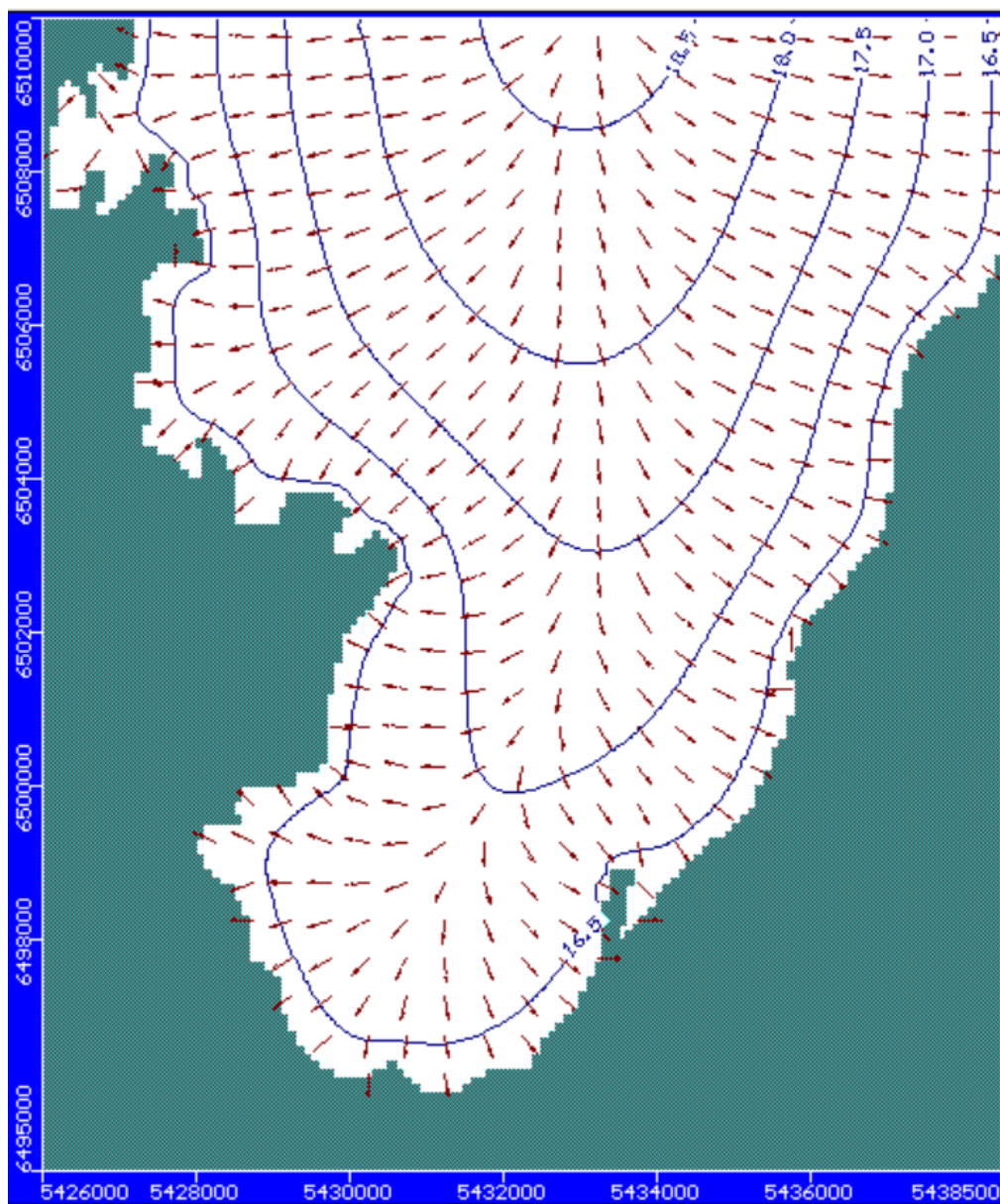


Figura 6.15.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 2

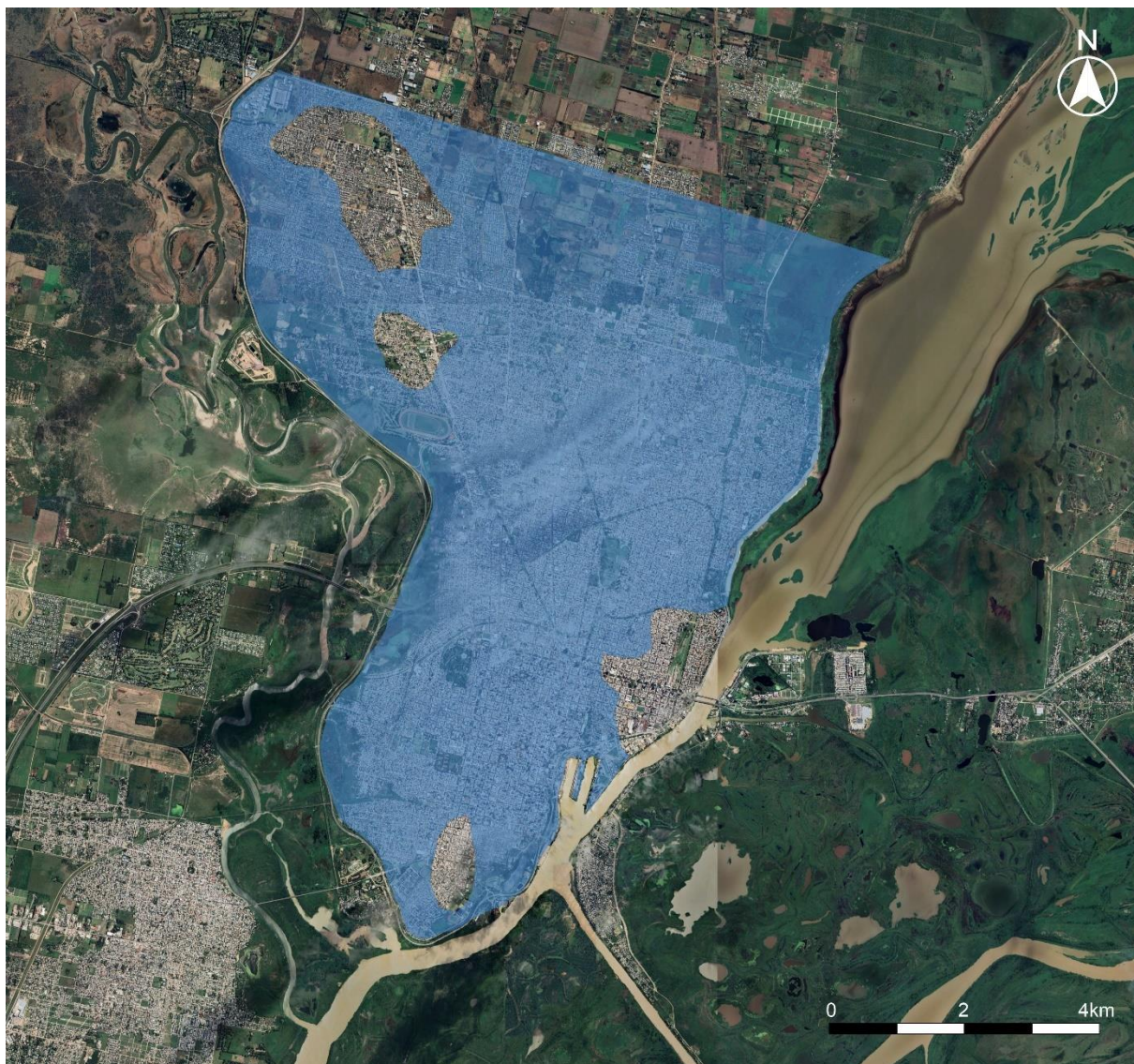


Figura 6.16.- Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 2

6.8.3 Escenario 3

Este escenario representa una condición de niveles hidrométricos bajos para el río Salado y niveles altos para la Laguna Setúbal. Es decir, para el río Salado un Tr de 2 años y niveles hidrométricos con un gradiente lineal entre 13,35 y 16,37 m s.n.m.; para la laguna Setúbal, un Tr de 100 años y un nivel hidrométrico de 16,37 m s.n.m.

La Figura 6.20 presenta este escenario en donde se observa la presencia de una divisoria de aguas subterráneas en el área central y sector oriental el gradiente hidráulico es más elevado hacia el río Salado.

El mapa de la Figura 6.21 muestra las áreas en las que el nivel freático alcanza la cota del terreno natural.

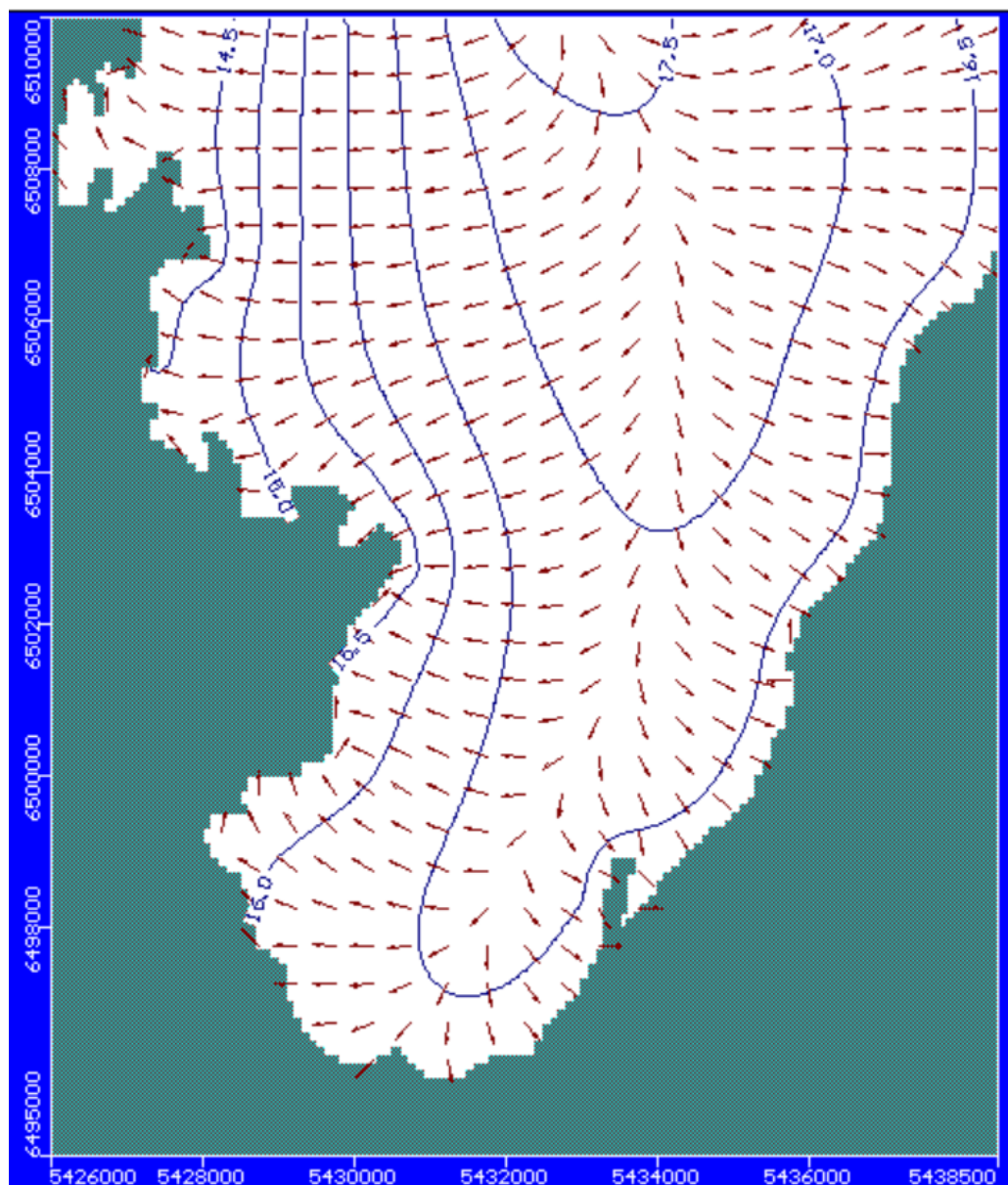


Figura 6.17.- Curvas equipotenciales simuladas. Escenario 3

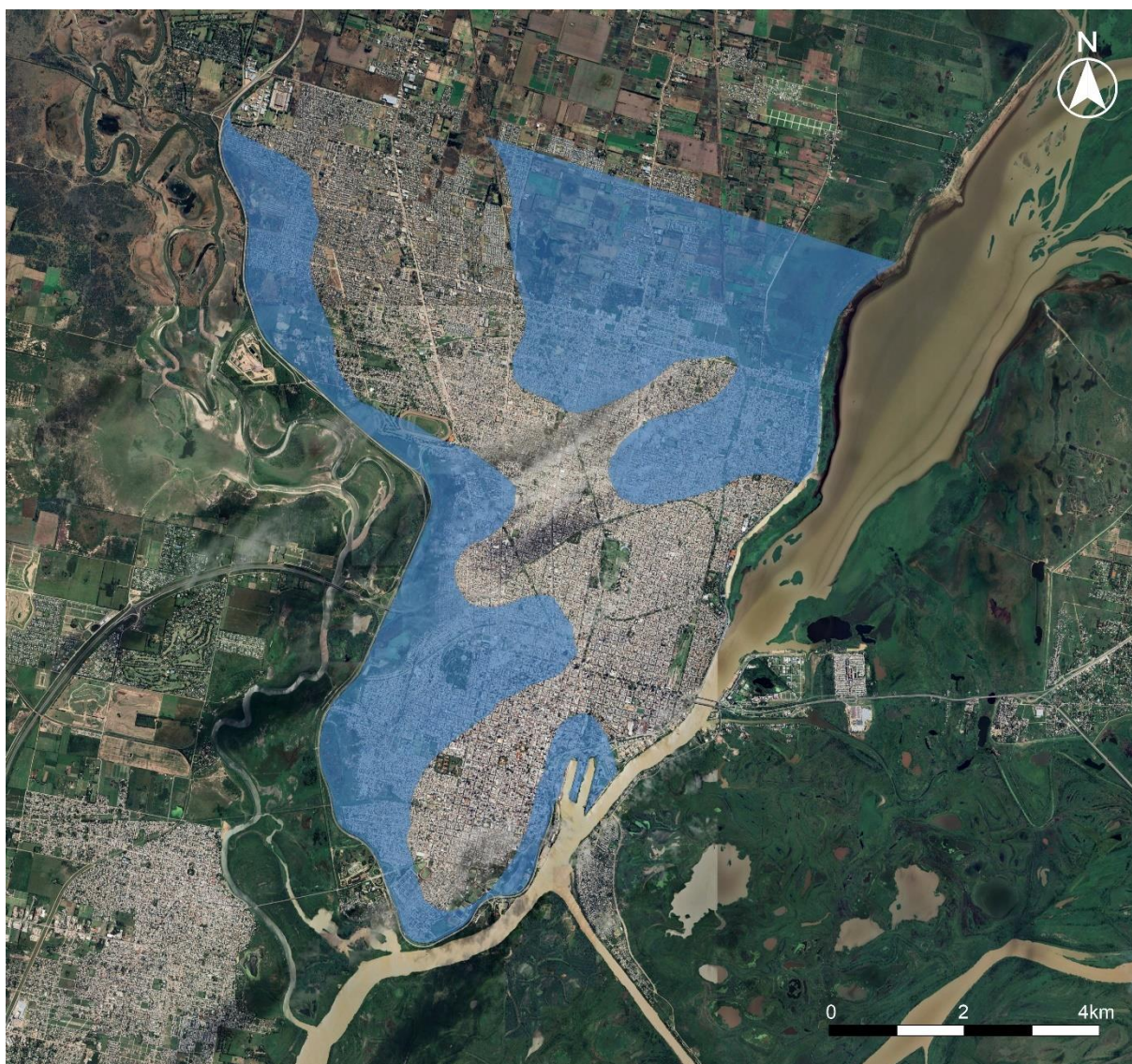


Figura 6.18.-Mapa de zonas donde el agua subterránea alcanza la superficie del terreno natural. Escenario 3

Los escenarios analizados ponen de manifiesto el impacto que tendrían diferentes eventos hidrológicos extremos en los niveles de agua subterránea de la ciudad de Santa Fe. Estas situaciones, además de conducir a complicaciones en la infraestructura de la ciudad (redes de servicios, edificaciones, vías de comunicación, entre otras), señalan un aumento de la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero.

Capítulo 7 Conclusiones

La caracterización del acuífero que subyace a la ciudad de Santa Fe requirió un análisis exhaustivo de los datos e información disponible y la realización de estudios de campo que los complementen. La comprensión de los procesos que rigen su comportamiento, junto con una adecuada descripción de las condiciones geológicas e hidrogeológicas locales, resultó esencial para desarrollar un modelo conceptual e implementar un modelo numérico que lo represente.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los sedimentos de la Fm. Ituzaingó constituyen el principal acuífero de la zona. Los sedimentos pampeanos, parcialmente saturados según el régimen pluviométrico, se comportan como un acuífero libre de bajo rendimiento. El análisis de las fluctuaciones de los niveles en piezómetros ubicados en ambos acuíferos evidenció una fuerte conexión hidráulica entre ellos.

La estimación de la conductividad hidráulica, en los sedimentos de la Fm. Ituzaingó, se llevó a cabo mediante distintos procedimientos metodológicos. Entre las fórmulas evaluadas, la propuesta por Slitcher presentó el mejor ajuste, aunque con limitaciones respecto a profundidades donde no se podía determinar el diámetro efectivo. En contraste, el perfilaje granulométrico porcentual permitió estimar la conductividad hidráulica de manera integral para todo el perfil litológico.

Otro de los procedimientos seleccionados para la estimación de la conductividad hidráulica, el método del perfilaje granulométrico porcentual, mostró un desempeño satisfactorio en comparación con los resultados obtenidos mediante los slug test. En particular, al ser interpretado con la metodología de Hvorslev, se alcanzaron errores porcentuales inferiores al 15 % y el menor error promedio entre los métodos evaluados. En cambio, al aplicar el método de Bouwer-Rice, los errores resultaron más elevados, lo que evidencia una menor concordancia con los valores de referencia. Al compararlo con los ensayos de bombeo, el método del perfilaje granulométrico porcentual arrojó resultados con un error porcentual promedio cercano al 10 %.

Las validaciones realizadas entre todas las técnicas aplicadas para la estimación de la conductividad hidráulica permitieron demostrar la validez y confiabilidad del método del perfilaje granulométrico porcentual en el área de estudio. Por tal razón los valores de

conductividad hidráulica obtenidos con este método fueron los que conformaron la base de datos para su posterior procesamiento geoestadístico.

Para evaluar la estructura de variación espacial de la conductividad hidráulica en el área de estudio, la Fm. Ituzaingó se discretizó verticalmente en tres capas. A partir de esta división se generaron tres series de datos de conductividad hidráulica. Dos de esas series fueron analizadas estructuralmente mediante variogramas experimentales direccionales y omnidireccionales y su correspondiente ajuste de un modelo teórico. Dada la escasa cantidad de datos de la serie 3 y su deficiente distribución espacial, no se consideró factible aplicarle técnicas de análisis geoestadístico con suficiente confiabilidad.

Del análisis geoestadístico y considerando los resultados de las validaciones cruzadas de los modelos teóricos evaluados para las dos series, se seleccionó un modelo gaussiano para representar la continuidad espacial de este parámetro. Con el modelo ajustado se aplicó el método de interpolación de kriging y se obtuvieron las grillas de los valores estimados de conductividad hidráulica en el área de estudio para estas dos capas de la Fm. Ituzaingó.

Los resultados logrados muestran un incremento de la conductividad hidráulica con la profundidad en la Fm. Ituzaingó. Esto se condice con las características texturales de dicho estrato geológico que regionalmente presenta un aumento del diámetro de los sedimentos hacia su base.

El análisis de la recarga permitió identificar tres zonas con distinto comportamiento, donde los mayores valores se asocian a sectores urbanos con fuerte influencia antrópica, y los menores a áreas periféricas con predominio de recarga natural. La zona intermedia refleja condiciones de transición entre las dos anteriores. Esta diferenciación evidencia la importancia de considerar no solo factores hidroclimáticos, sino también la incidencia del uso del territorio en la dinámica de la recarga.

Del análisis de la relación entre los niveles de agua subterránea y los cuerpos de agua superficiales se evidencia que la laguna Setúbal presenta un comportamiento afluente. En cambio, el río Salado actúa como efluente o afluente según el período hidrológico que se considere. Cabe señalar que entre el río Salado y el borde oeste de la ciudad se han construido defensas contra inundaciones y reservorios que reciben las descargas pluviales de gran parte del ejido urbano lo que torna complejo el análisis de la relación hidráulica entre este cuerpo de

agua superficial y el acuífero subyacente. Para confirmar esta relación se requiere otra escala espacial de análisis.

El modelo numérico de flujo se implementó utilizando la misma discretización espacial empleada en la estimación de la conductividad hidráulica. La discretización vertical del modelo fue diseñada en concordancia con el esquema conceptual del acuífero, incorporando además la estructura de correlación espacial de la conductividad hidráulica, con el fin de representar adecuadamente la heterogeneidad del medio poroso.

La calibración del modelo se orientó a reproducir con fidelidad la piezometría observada en septiembre de 2010. Este proceso se reforzó, para la condición de heterogeneidad, mediante el uso del módulo de ajuste de parámetros PEST, que permitió optimizar los valores de conductividad hidráulica de manera sistemática, preservando la distribución espacial definida por la geoestadística.

La ejecución del modelo con los valores de conductividad hidráulica optimizados bajo condiciones de heterogeneidad mostró una mejora sustancial en la correlación entre los niveles de agua subterránea observados y simulados en comparación con la condición de homogeneidad.

Estos resultados confirman que la consideración de la conductividad hidráulica como variable regionalizada, caracterizada a partir de su estructura de correlación espacial, no solo permite representar de manera más precisa la heterogeneidad del acuífero en el área de estudio sino también su comportamiento hidrogeológico. En consecuencia, el modelo numérico desarrollado presenta una mayor capacidad predictiva y menor margen de error respecto a enfoques simplificados basados en valores promedio o zonificaciones deterministas.

Los resultados logrados han permitido validar la hipótesis de esta investigación y lograr los objetivos planteados. Es decir que, la consideración de la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica genera diferencias significativas en los patrones de flujo modelado frente a una representación homogénea del acuífero.

Entre las principales ventajas de considerar la estructura de variación espacial de la conductividad hidráulica se encuentra la posibilidad de reflejar con mayor realismo la heterogeneidad inherente al medio poroso. Esto se traduce en simulaciones más robustas,

capaces de representar adecuadamente las condiciones de flujo en un entorno urbano de llanura caracterizado por una alta variabilidad sedimentaria.

Se advierte que adoptar la decisión de representar la heterogeneidad del sistema en una herramienta numérica, exige un volumen de datos considerable si se quieren obtener resultados confiables. La obtención de datos con una densidad y calidad adecuados implica muchas veces un costo elevado, tiempo y diseño de un muestreo convenientemente planificado. Asimismo, las decisiones metodológicas relacionadas con la selección del modelo de variograma, el tamaño de bloque en la interpolación o la definición de la escala de análisis pueden introducir sesgos o incertidumbres adicionales.

El modelo numérico calibrado obtenido en esta Tesis permitió simular escenarios con situaciones hidrológicas extremas, haciendo evidente el impacto que esto tendría en el nivel del agua del acuífero y el incremento de su vulnerabilidad a la contaminación. Se espera que los resultados aquí obtenidos sirvan de base para la planificación urbana y la evaluación de riesgos hídricos.

Bibliografía

Aceñolaza, F. (2000). La Formación Paraná (Mioceno medio): Estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En F. G. Aceñolaza & R. Herbst (Eds.), *El Neógeno de Argentina* (Serie Correlación Geológica, 14, pp. 9–27). Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO).

Águila, J. F., & Figueroa, M. (2023). Comparison of saturated hydraulic conductivities estimated by different methodologies in a coastal sand aquifer. *Environmental Earth Sciences*, 82(6), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12665-023-11019-6>

Alfaifi, H. J. (2015). *Comparing slug test methods for unconfined aquifers* (Tesis doctoral). Western Michigan University.

Alyamani, M. S., & Sen, Z. (1993). Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves. *Ground Water*, 31(4), 551–555. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00582.x>

Anderson, M. P., & Woessner, W. W. (1992). *Applied groundwater modelling: Simulation of flow and advective transport*. University Press.

Auge, M. (2004). *Regiones hidrogeológicas: República Argentina y provincias de Buenos Aires, Mendoza, Santa Fe* [PDF]. <http://delriolujan.com.ar/Reg-Hidrogeo.pdf>

Auge, M. P. (2005). Hidrogeología de La Plata, Provincia de Buenos Aires. En *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino* (pp. 293–311). La Plata: Quick Press.

Barraza, A., Parra, M., & Tobar, A. (2013). Aplicación Geoestadística en poblaciones acuíferas.

Beyer, W. (1964). Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung [On the determination of hydraulic conductivity of gravels and sands from grain-size distribution]. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 14, 165–169.

Boulding, J. R. (1995). *Practical handbook of soil, vadose zone, and ground-water contamination: Assessment, prevention, and remediation*. Lewis Publishers, CRC Press, Inc.

Bouwer, H., & Rice, R. C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3), 423–428. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00423>

Brown, D. L., Narasimhan, T. N., & Demir, Z. (1995). An evaluation of the Bouwer and Rice method of slug test analysis. *Water Resources Research*, 31(5), 1239–1246. <https://doi.org/10.1029/95WR00797>

Butler, J. J. (1990). The role of pumping tests in site characterization: Some theoretical considerations. *Ground Water*, 28(3), 394–402. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb02278.x>

Butler, J. J., & Healey, J. M. (1998). Relationship between pumping-test and slug-test. *Ground Water*, 36(2), 312–322. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02869.x>

Byers, E., & Stephens, D. B. (1983). Statistical and stochastic analyses of hydraulic conductivity and particle-size in a fluvial sand. *Soil Science Society of America Journal*, 47(6), 1072–1081. <https://doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700060026x>

Carrasco Jocopec, A. J. (2021). *Influencia de la heterogeneidad espacial de la conductividad hidráulica en modelos de agua subterránea*.

Carrera, J. (2003). Flujo de agua y transporte de solutos en acuíferos. ¿Es necesaria la geoestadística? En J. Mateu & I. Morell (Eds.), *Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología* (Col·lecció MediAmbient, 1, pp. 113–138). Universitat Jaume I.

Carrera, J., & Neuman, S. (1986). Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resources Research*, 22(2), 199–210. <https://doi.org/10.1029/WR022i002p00199>

Carrera, J. (2003). An overview of uncertainties in modeling groundwater solute transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 13(1–4), 23–48. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(02\)00116-0](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(02)00116-0)

Carrera, J., & Vázquez-Suñé, E. (2008). Sobre la interacción entre acuíferos y obras subterráneas. *Jornadas Técnicas El Agua y las Infraestructuras en el Medio Subterráneo*, 21–38.

- Castany, G. (1971). *Tratado práctico de las aguas subterráneas*.
- Ceirano, E., Paoli, C., & Schreider, M. (2000). Las inundaciones en el área de Santa Fe. Interpretación de sus efectos y simulación de los subsistemas Leyes. En *El río Paraná en su tramo medio: contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura* (Vol. 2, pp. 239).
- Chauvet, P. (1994). *Aide-Memoire de Géostatistique Minière*. École des Mines de Paris.
- Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E., & Bühler, M. (1999). Cuencas sedimentarias de la llanura chacopampeana. En *Geología Argentina. Anales*, 29(20), 627–644. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- Chilès, J. P., & Delfiner, P. (1999). *Geostatistics: Modeling spatial uncertainty*. Wiley-Interscience.
- Chiles, J. P., & Delfiner, P. (2012). *Geostatistics: Modeling spatial uncertainty* (2nd ed.). Wiley.
- Chirlin, G. R. (1990). The slug test: The first four decades. *Groundwater Management*, 1, 365–381.
- Consorcio GCI-SAG. (2005). *Estudio del modelo conceptual regional del Sistema Acuífero Guaraní. Informe técnico*. Proyecto SAG, Banco Mundial – OEA.
- Corzo, J. A. T., & Burgos, J. A. P. (2022). *Modelación geoestadística de la porosidad y conductividad hidráulica de un acuífero kárstico costero*.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1976). *Hidrología subterránea* (Tomo I). Ed. Omega.
- D’Elia M., Paris M., Tujchneider O., Perez M. y Areavena R. (2004). “Técnicas isotópicas en la caracterización de sistemas de flujo subterráneo”. XXXIII Congress IAHR & VII Congress ALHSUD. Groundwater Flow Understanding. 72-75. Zacatecas, México. Octubre de 2004.
- D’Elia, M., Tujchneider, O., Paris, M., & Pérez, M. (2013). Groundwater recharge quantification for the sustainability of ecosystems in plains of Argentina. *Groundwater and Ecosystems*, 137-151.

D'Elia, M., Paris, M., Tujchneider, O., Pérez, M., Pagliano, M., Gualini, S., & Fedele, A. (2011). Agua subterránea en áreas urbanas. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Captación y modelación de Agua Subterránea*, Salta, Argentina. Trabajo completo en CD.

D'Elia, M., Paris, M., Pérez, M., Fedele, A. L., Franco, F., Caselli, F., & Berlier, A. (2018). Red de monitoreo de aguas subterráneas. Ciudad de Santa Fe, Argentina. En R. F. García et al., *El agua subterránea: Recursos sin fronteras: Acuíferos transfronterizos, el agua subterránea y las ciudades. Planificación y gestión* (pp. [indicar páginas]). Editorial de la Universidad Nacional de Salta.

Davis, S. N., & Wiest, D. R. (1971). *Hidrogeología*. Ed. Ariel.

De Marsily, G., Delay, F., Teles, V., & Schafmeister, M. T. (1998). Some current methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 6, 115–130. <https://doi.org/10.1007/s100400050153>

De Marsily, G. (1986). *Quantitative hydrogeology*. Academic Press.

De Marsily, G. (1994). Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des sciences de l'eau*, 7(3), 219–234.

Di Rienzo, J. A., Casanoves, F., Balzarini, M. G., González, L., Tablada, M., & Robledo, C. W. (2010). *InfoStat versión 2010* [Software estadístico]. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba.

Díaz, E., Pérez, M., & Fili, M. (1999). Prognosis de sustentabilidad de un sistema hidrogeológico complejo en el sur de la provincia de Santa Fe, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 13, 371–377. CONICET - Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo - Universidad Nacional de Tucumán.

Díaz, E., Dalla Costa, O. C., & González, A. P. (2012). Evaluación de la conductividad hidráulica y sentido del escurrimiento. Yacimiento Vial, Zavalla, Santa Fe, Argentina.

Doherty, J. (2005). *PEST. Model-independent parameter estimation* (5th ed.). Watermark Numerical Computing.

El Idrysy, H., & De Smedt, F. (2007). A comparative study of hydraulic conductivity estimations using geostatistics. *Hydrogeology Journal*, 15, 459–470. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0166-0>

Fabbri, P., Ortombina, M., & Piccinini, L. (2012). Estimation of hydraulic conductivity using the slug test method in a shallow aquifer in the Venetian Plain (NE, Italy). *AQUA mundi*, 4, 125–133.

Ferreira, M. (2006). *Transformaciones urbanas y dinámica hídrica en Santa Fe: Un análisis territorial*. Universidad Nacional del Litoral.

Fetter, C. W. (1999). *Contaminant hydrogeology* (2nd ed.). Prentice Hall.

Fetter, C. W. (2001). *Applied hydrogeology* (4th ed.). Prentice Hall.

Fili, M., & Tujchneider, O. C. (1977). Características geohidrológicas del subsuelo de la Provincia de Santa Fe, Argentina. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 8, 105–113.

Fili M. (1983). Hydrogeology of the “Paraná Medio” region effects of the southern reservoir upon groundwaters. Proceedings of International Symposium Ground Water in Water Resources Planning. Koblenz, Federal Republic of Germany.

Fili M., Díaz E., Tujchneider O. (1992). Un sistema hidrogeológico complejo: Área de Los Saladillos, Valle Aluvial del Paraná Medio, Argentina. XV Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Memorias 1, 619-630. Cartagena, Colombia.

Fogg, G. E., Noyes, C. D., & Carle, S. F. (1998). Geologically based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting. *Hydrogeology Journal*, 6(1), 131–143. <https://doi.org/10.1007/s100400050154>

Fogg, G. E. (1986). Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick, multiple-aquifer system. *Water Resources Research*, 22(5), 679–694. <https://doi.org/10.1029/WR022i005p00679>

Foster, S., & Garduño, H. (2006). *Groundwater-resource governance: A global framework for action*. GW-MATE Strategic Overview Series.

- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall.
- Funes, J. C. (2003). *Inundación Santa Fe–Río Salado 2003*. Universidad Nacional del Litoral, Grupo IANUS, Santa Fe, Argentina.
- Gabriels, D., Lobo, D., & Pulido, M. (2011). [Referencia incompleta; se recomienda completar datos de publicación].
- Bastin, G., & Duque, C. (1981). Modelling of steady state groundwater flow systems: Deterministic and stochastic approaches. Artículo presentado al *LASTID International Symposium on Modelling, Identification and Control*, Davos, Switzerland.
- Gelhar, L. W. (1993). *Stochastic subsurface hydrology*. Prentice Hall.
- Gelhar, L. W. (1976). Effects of hydraulic conductivity variations on groundwater flow. Proceedings, *Second International IAHR Symposium on Stochastic Hydraulics*, Lund, Sweden.
- Gómez-Hernández, J. J., & Wen, X.-H. (1998). To be or not to be multi-Gaussian? A reflection on stochastic hydrogeology. *Advances in Water Resources*, 21(1), 47–61. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(97\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(97)00041-2)
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation* (Applied Geostatistics Series). Oxford University Press.
- Haitjema, H. M. (2006). The role of hand calculations in ground water flow modeling. *Ground Water*, 44(6), 786–791. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00206.x>
- Hazen, A. (1892). Some physical properties of sands and gravels. *Annual Report, Massachusetts State Board of Health*, Boston, 539–556.
- Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511779328>
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Herbst, R. (2000). La Formación Ituzaingó (Plioceno). Estratigrafía y distribución. En F. G. Aceñolaza & R. Herbst (Eds.), *El Neógeno de Argentina* (Serie Correlación Geológica, 14, pp. 181–190). Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO).

Heredia, J., & Carrera, J. (1992). Metodología para la determinación de la zonificación óptima de transmisividades. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. V Simposio de Hidrogeología*, Asociación Española de Hidrología Subterránea (Grupo de Trabajo de Hidrogeología), 623–637.

Howard, K. (2023). *Urban groundwater*. University of Toronto Scarborough. ISBN 978-1-77470-041-9.

Hvorslev, M. (1951). *Time lag and soil permeability in ground-water observations* (Bulletin No. 36). U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station.

Hyder, Z., & Butler, J. J., Jr. (1995). Slug tests in unconfined formations: An assessment of the Bouwer and Rice technique. *Groundwater*, 33(1), 16–22. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00262.x>

Iriondo, M. (2007). *Introducción a la geología*. Editorial Brujas.

Iriondo, M. (2011). *Aguas subterráneas y superficiales de la provincia de Santa Fe*. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino.

Iriondo, M. H. (1987). Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe (Argentina). *D'orbignyana*, 4, 1–54.

Iriondo, M., & Kröhling, D. (2007). Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14(1), 1–23.

Isaaks, E. H., & Srivastava, R. M. (1989). *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press.

Istok, J. D., & Dawson, K. J. (2014). *Aquifer testing: Design and analysis of pumping and slug tests*. CRC Press.

Journel, A. G., & Huijbregts, C. J. (1978). *Mining geostatistics*. Academic Press.

Köhn, J., Kruse, E., & Santos, J. (2000). Modelación de la variabilidad de la conductividad hidráulica en los sedimentos pampeanos. 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, Brasil.

Koltermann, C. E., & Gorelick, S. M. (1996). Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, 32(9), 2617–2658. <https://doi.org/10.1029/96WR01588>

Kozeny, J. (1927). Über kapillare Leitung des Wassers im Boden [On capillary flow of water in soil]. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien*, 136, 271–306.

Kruseman, G. P., & de Ridder, N. A. (1994). *Analysis and evaluation of pumping test data* (2nd ed.). International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI).

Idelman, P., Moltyaner, G., & Dagan, G. (1999). Determining the hydraulic conductivity spatial structure at the Twin Lake Site by grain-size distribution. *Ground Water*, 37(2), 223–227. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1999.tb01108.x>

Lerner, D. N., Issar, A. S., & Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge*. International Contributions to Hydrogeology, 8. Heise, Hannover.

Mársico, D. (2009). Reseña geológico-técnica de la perforación Santa Rosa de Calchines 1, Provincia de Santa Fe. En E. Mariño & C. Schulz (Eds.), *Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos* (Tomo I, pp. 219–228).

Mascarenhas, A., & Trento, A. (2006). Hidrología del río Salado: Comportamiento ante eventos extremos. *Revista de Ciencias Hídricas*, 12(2), 75–88.

Matheron, G. (1965). *Les variables régionalisées et leur estimation*. Masson.

McLaughlin, D., & Townley, L. R. (1996). A reassessment of the groundwater inverse problem. *Water Resources Research*, 32(5), 1131–1161. <https://doi.org/10.1029/95WR03753>

Neuman, S. P. (1975). Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research*, 11(2), 329–342. <https://doi.org/10.1029/WR011i002p00329>

Noori, R., Maghrebi, M., Jessen, S., Bateni, S. M., Heggy, E., Javadi, S., & AghaKouchak, A. (2023). Decline in Iran's groundwater recharge. *Nature Communications*, 14(1), 6674. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42104-0>

Palman, C., López, J., & Ferreira, M. (2017). Hidrología urbana y vulnerabilidad: El caso de Santa Fe. *Estudios Ambientales*, 22(3), 43–59.

Panigatti, J. L., Piccolo, M. C., & Moscatelli, M. C. (2007). *Historia de uso del suelo y contenido de micronutrientes en Argiudoles del centro de la provincia de Santa Fe, Argentina*. Universidad Nacional del Litoral.

Paoli, C. U. (2008). *El río Paraná en su tramo medio: Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Ediciones UNL.

Paoli, C. U., Schreider, M., Cacik, P., Collins, P., D'Elía, M., Dominguez, L., García, D., Hämmerly, R., Huespe, J., Latosinski, F., López Weibel, C., Marchetti, Z., Paira, A., Paris, M., Pérez, M., Prendes, H., Ramonell, C., Serra Menghi, P., Veizaga, E., Wolansky, S., & Szupiany, R. (2021). *El río Paraná en su tramo medio: Nuevas temáticas y enfoques para el desarrollo sostenible de un gran río de llanura*. <https://hdl.handle.net/11185/6278>

Pardo-Igúzquiza, E., Dowd, P. A., Luque-Espinar, J. A., & Chica-Olmo, M. (2023). Increasing knowledge of the transmissivity field of a detrital aquifer by geostatistical merging of different sources of information. *Hydrogeology Journal*, 31(6), 1505–1524. <https://doi.org/10.1007/s10040-023-02705-0>

Perdomo, S., Ainchil, J. E., & Kruse, E. E. (2011). Relación entre la conductividad hidráulica de un acuífero y parámetros geoelectrónicos en un sector del noreste de la provincia de Buenos Aires. En *VII Congreso Hidrogeológico Argentino* (Salta, 2011).

Piccinini, L., & Zini, L. (2013). Estimation of hydraulic conductivity using the slug test method in a shallow aquifer in the Venetian Plain (NE Italy). *Geologia Tecnica & Ambientale*, (1), 1–12. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/266318070_Estimation_of_Hydraulic_Conductivity_Using_the_Slug_Test_Method_in_a_Shallow_Aquifer_in_the_Venetian_Plain_NE_Italy [researchgate.net](https://www.researchgate.net)

Ramonell, C. (2005). *Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina)* [Trabajo final en Cs. Geológicas]. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.

Ramonell, C., Codignotto, J., & Schnack, E. (2000). La evolución del paisaje fluvial en el entorno de Santa Fe. *Boletín de Geografía Física*, 14, 33–49.

Rubin, Y. (2003). *Applied stochastic hydrogeology*. Oxford University Press.

Samper, F. J., & Carrera, J. (1990). *Geoestadística, aplicaciones a la hidrogeología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería.

Schafmeister, M.-Th., & de Marsily, G. (1998). Regionalization of some hydrogeological processes and parameters by means of geostatistical methods. Current status and future requirements. [Inédito].

Shanahan, P. (2009). Groundwater in the urban environment. En *The Water Environment of Cities* (pp. 29–48).

Shuster, W. D., Schiffman, L., Kelleher, C., Golden, H. E., Bhaskar, A. S., Parolari, A. J., Stewart, R. D., & Herrmann, D. L. (2021). K in an urban world: New contexts for hydraulic conductivity. *Journal of the American Water Resources Association*, 57(3), 493–504. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12918>

Singh, M. K., & Ghosh, S. (2022). Groundwater flow modeling for Cachar, India using MODFLOW: A case study. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 28(2), 232–242. <https://doi.org/10.1080/09715010.2022.2057431>

Slichter, C. S. (1899). Theoretical investigation of the motion of groundwaters. *Annual Report, Part 2, US Geological Survey*, 295–384.

Szupiany, R. N. (2021). *Estudio geomorfológico, hidráulico y sedimentológico en sistemas secundarios vinculados del Río Paraná: Arroyo Leyes-Laguna Setúbal y Río Colastiné, Santa Fe*.

Szupiany, R., Amsler, M., & Lell, M. (2005). Conectividad hidrológica de lagunas y paleocauces en la planicie aluvial del Paraná. *Revista de Geomorfología y Dinámica Fluvial*, 11(2), 53–68.

Terzaghi, K. (1925). Principles of soil mechanics: IV—Settlement and consolidation of clay. *Engineering News-Record*, 95(3), 874–878.

Todd, D. K., & Mays, L. W. (2004). *Groundwater hydrology* (3rd ed.). John Wiley & Sons.

Tomás, M., Dalla Costa, O., & Filí, M. (2013). Determinación de parámetros hidráulicos en sedimentos de la Formación Ituzaingó, sur de la provincia de Santa Fe. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*.

Trento, A. (2015). *Estudio batimétrico y sedimentológico de la Laguna Setúbal, Santa Fe* [Tesis de grado]. Universidad Nacional del Litoral.

Tsai, F., Sun, N., & Yeh, W. (2003). A combinatorial optimization scheme for parameter structure identification in ground water modelling. *Ground Water*, 41(2), 156–169. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02541.x>

Tujchneider, O. (2000). *Sistemas hidrogeológicos en áreas de llanura: Cuenca inferior de Los Saladillos, Provincia de Santa Fe* (Tomos I y II) [Tesis doctoral]. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.

Tujchneider, O. C., & Tineo, A. (2002). *Geohidrología en áreas de llanura: Modelo conceptual de un sistema complejo Los Saladillos, Provincia de Santa Fe, Argentina*.

United Nations. (1995). *GWW Groundwater Software for Windows: User's Manual*. United Nations Publications.

Vázquez-Suñé, E., Sánchez-Vila, X., & Carrera, J. (2005). Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to Barcelona, Spain. *Hydrogeology Journal*, 13(3), 522–533. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0395-2>

Verbovšek, T., & Pucko, T. (2015). Comparison of hydraulic conductivities by grain-size analysis, pumping and slug tests in Quaternary gravels, NE Slovenia. *Geologija*, 58(2), 217–228. <https://doi.org/10.5474/geologija.2015.018>

Warrick, A. W., & Nielsen, D. R. (1980). Spatial variability of soil physical properties in the field. En D. Hillel (Ed.), *Applications of Soil Physics* (pp. 319–344). Academic Press.

Yamamoto, H., Takano, O., Shimamoto, T., Yazawa, N., & Abbaszadeh, M. (2002). Geostatistical reservoir evaluation of turbidite sandstones in the Chicontepec Basin, Mexico. *Sekiyu Gijutsu Kyokaishi*, 67(6), 529–537.

Zabala, M. E., Weinzettel, P., & Varni, M. (2006). Utilización de ensayos de pulso para la estimación de la conductividad hidráulica en la Cuenca del Arroyo del Azul, Provincia de Buenos Aires, Argentina. En *VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea* (pp. 95–96).

Zabala, M. E., Weinzettel, P., & Varni, M. (2014). Utilización de ensayos de pulso para la estimación de la conductividad hidráulica en la cuenca del Arroyo del Azul, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(3), 354–363. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/269995892_Utilizacion_de_ensayos_de_pulso_para_la_estimacion_de_la_conductividad_hidraulica_en_la_cuenca_del_Arroyo_del_Azul_Provincia_de_Buenos_Aires_Argentina

Zhang, Y., & Schaap, M. G. (2019). Estimation of saturated hydraulic conductivity with pedotransfer functions: A review. *Journal of Hydrology*, 575, 1011–1030. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.058>

Zheng, C., & Bennett, G. D. (2002). *Applied contaminant transport modeling*. Wiley-Interscience.

Zimmerman, D., de Marsily, G., Gotway, C., Marietta, M., Axness, C., Beauheim, R., Brass, R., Carrera, J., Dagan, G., Davies, P., Gallegos, D., Galli, A., Gómez-Hernández, J., Grindrod, P., Gutjahr, A., Kitanidis, P., Lavenue, A., McLaughlin, D., Neuman, S., Rama Rao, B., Ravenne, C., & Rubin, Y. (1998). A comparison of seven geostatistically based inverse approaches to estimate transmissivities for modeling advective transport by groundwater flow. *Water Resources Research*, 34(6), 1373–1413. <https://doi.org/10.1029/98WR00433>

Zimmerman, D. A., Pavlik, C. E., Ruggles, A. E., & Armstrong, M. P. (1998). An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting. *Mathematical Geology*, 31(4), 375–390. <https://doi.org/10.1023/A:1021642216177>