

**“EVALUACIÓN DEL IMPACTO
DEL RIEGO SUPLEMENTARIO
EN LA DINÁMICA DEL
ACUÍFERO PAMPEANO EN EL
SUDESTE DE LA PROVINCIA DE
BUENOS AIRES”**

2024

Flavia F. Donna

Directores

Dr. Orlando Mauricio Quiroz Londoño

Dr. Augusto Nicolás Varela

Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM)
Universidad Nacional de La Plata (UNLP)

Índice

Agradecimientos.....	5
Resumen.....	7
Abstract.....	9
1 Introducción.....	12
1.1 Planteo del problema.....	12
1.2 Hipótesis:.....	14
1.3 Objetivos.....	15
1.4 Localización y características del área.....	15
1.5 Reseña histórica.....	17
2 Metodología.....	20
2.1 Definición del área de estudio.....	22
2.1.1 Concepto de cuenca.....	22
2.1.2 Delimitación del área de estudio.....	23
2.2 Revisión bibliográfica de antecedentes.....	23
2.3 Caracterización geológica.....	24
2.4 Caracterización geomorfológica.....	24
2.5 Muestreo de suelos.....	24
2.6 Inventario de pozos de agua.....	25
2.7 Muestreo de agua subterránea.....	25
2.8 Perforación de pozos.....	27
2.9 Prospección geofísica.....	28
2.10 Definición de la superficie piezométrica.....	30
2.11 Datos hidrometeorológicos.....	31
2.12 Muestreo de precipitación.....	32
2.13 Muestreo de agua superficial.....	33
2.14 Análisis de sensores remotos.....	33
2.15 Calidad del agua para riego.....	34
2.16 Modelo Matemático.....	34
2.17 Incorporación de la información a un SIG.....	35
3 Caracterización geológica.....	37
4 Caracterización geomorfológica.....	47
5 Caracterización de los suelos.....	58
5.1 Muestreo de suelo.....	61
5.1.1 Descripción macromorfológica.....	61
5.1.2 Descripción micromorfológica.....	68
6 Caracterización hidrogeológica.....	74

6.1	Ubicación de las capas del acuífero y del basamento hidrogeológico.....	74
6.1.1	Resultados de los sondeos eléctricos verticales y profundidad del basamento.....	77
6.2	Piezometría.....	82
6.2.1	Variabilidad estacional de la superficie piezométrica.....	87
7	Caracterización hidroclimatología.....	91
7.1	Precipitación.....	92
7.2	Evapotranspiración.....	93
7.2.1	Recopilación de datos de precipitación y temperatura.....	94
7.3	Cálculo de la evapotranspiración.....	98
7.4	Balance hídrico.....	99
8	Recarga.....	104
8.1	Recarga según el balance hídrico del suelo.....	105
8.2	Recarga según metodología de la variación del nivel freático.....	112
8.3	Comparación entre recarga por balances hídricos y recarga por VNF.....	121
9	Caracterización hidrológica.....	125
9.1	Morfometría de las cuencas superficiales.....	125
9.1.1.	Parámetros de la cuenca del Arroyo Las Brusquitas.....	130
9.1.2.	Parámetros de la cuenca del Arroyo El Durazno.....	131
9.2	Caudales de los arroyos.....	133
10	Caracterización hidroquímica.....	137
10.1	Modelación Hidrogeoquímica.....	146
10.2	Variabilidad estacional.....	148
10.3	Perfiles de conductividad.....	152
10.4	Caracterización hidroquímica de los arroyos.....	155
11	Caracterización isotópica.....	158
11.1	Caracterización isotópica de la precipitación.....	158
11.2	Caracterización isotópica del agua subterránea.....	161
11.3.	Variabilidad isotópica estacional de la precipitación y del agua subterránea.....	163
11.4	Composición isotópica de los arroyos.....	165
11.5	Tritio.....	166
12	Riego.....	169
12.1	Evolución del riego.....	170
12.2	Procesamiento y delimitación de pivotes de riego utilizando el software QGIS.....	170
12.3	Procesamiento y delimitación del riego en Google Earth Engine.....	173
12.4	Caracterización de la calidad del agua subterránea para riego complementario.....	175

13	Modelo hidrogeológico del área	182
14	Gestión de la información	186
14.1	Incorporación a un SIG.....	186
14.2	Acceso a la información	186
15	Modelo matemático	190
15.1	Estructura del modelo.....	191
15.2	Definición de las unidades hidrogeológicas y de los parámetros hidrogeológicos	192
15.3	Ejecución del modelo.....	194
15.3.1	Calibración del modelo	194
15.3.2	Modelo matemático en estado transitorio	197
15.5	Simulación de distintos escenarios	201
15.5.1	Años secos con explotación igual a la actual.....	201
15.5.2	Años secos con explotación mayor a la actual	204
15.6	Comparación de los modelos simulados	205
16	Conclusiones y futuras líneas de investigación	208
16.1	Conclusiones	208
16.2	Futuras líneas de investigación	212
16.3	Recomendaciones	212
17	Bibliografía.....	215
Anexo	228

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia, a mis padres Silvia y Pedro, por el apoyo en cada decisión que he tomado en mi vida y a mis hermanos Nano, Franco y Francisco y a mi hermana Ligia que siempre que pudieron colaboraron conmigo. A mi compañero Gabriel, a mi hija Juanita y a mi hijo René (que llego entre las correcciones de esta tesis) por su amor de todos los días. También a mi padrino Gustavo y a mi tía María que siempre están presentes.

A mis directores Mauricio y Augusto, que hicieron posible mi formación transmitiendo sus conocimientos. A Mauricio por ser un excelente director tanto en lo académico como en lo personal y a Augusto por sus contribuciones en este trabajo de tesis y su buena predisposición siempre.

A mis compañeros del Grupo de Hidrogeología, a Héctor y Daniel, siempre disponibles para cualquier inquietud que tuviera, a Ximena mi fiel compañera. A Lourdes, Sebastián, Emilia, Asunción, Melanie, Leandro y Agustina por todos los años de compañerismo y a Gustavo por su colaboración en los análisis químicos. También un agradecimiento a todos los integrantes del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario.

A mis colegas mendocinas, en especial a Laura que fue quien me inicio en el maravilloso mundo de la Hidrogeología y a mis colegas y amigos platenses Lucia y Guido por estar siempre para mis consultas.

A todas las personas que me recibieron cordialmente en sus casas/campos para tomar muestras, principalmente a Hernán, Marcelino y Angela quienes me prestaron un pedacito de sus tierras para disponer los equipos y también a quienes me permitieron la entrada a muestrear con total libertad, las familias Di Iulio, Fernández, Hernández, Feola, Acevedo, Pereyra y a Santiago. A Guillermina por ayudarme con las fotografías.

A la Chacra experimental Miramar y al Servicio Meteorológico Nacional, por proveer los datos climáticos, a la Cooperativa Dionisia por proveer información hidrogeológica y a la Asociación de Riego Pampeano por la información de caudales.

A la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por financiar y hacer posible este trabajo.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), donde realice mi carrera de licenciatura y de doctorado y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNMdP) que me dio el lugar de trabajo.

Y, por último, a los jurados Eleonora Carol, Mónica D'elia y Carlos Schulz, por su tiempo y esfuerzo al revisar detalladamente mi trabajo. Su rigurosidad y profundo análisis han fortalecido la fundamentación teórica y metodológica de mi investigación.

A todos y todas, gracias totales.

Resumen

Las aguas subterráneas proporcionan agua potable a aproximadamente un 50% de la población mundial y representan el 43% de toda el agua utilizada para el riego. En Argentina, la agricultura es responsable del 70% del consumo anual de agua, convirtiéndose en el principal destino de los recursos hídricos. De las más de 2 millones de hectáreas irrigadas, el 35% proviene de aguas subterráneas. En el caso del sudeste de la provincia de Buenos Aires, la principal fuente de agua para riego es el agua subterránea. Es por ello que en esta tesis se evaluó, desde el punto de vista hidrogeológico, con herramientas hidroquímicas, isotópicas, hidrodinámicas y de sensores remotos, el impacto de esta actividad en el acuífero Pampeano, particularmente en las cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno, con el fin de proveer información que permita un manejo sustentable del recurso hídrico.

Para generar esta información, las tareas realizadas incluyeron, en primer lugar, una revisión bibliográfica y un inventario de pozos en el área, tanto mediante trabajo de campo como a partir de imágenes satelitales. Se realizó una caracterización geológica compilando toda la información previa. En la caracterización geomorfológica se definieron siete paisajes fisiográficos, siendo el de lomadas el que ocupa la mayor área. En cuanto a los suelos del área, los estudios se centraron en su porosidad, obteniendo valores entre el 15% y el 30% de porosidad total. En la caracterización hidrogeológica se definieron tres capas con diferente comportamiento hidrogeológico: el acuífero Pampeano, cuyo espesor varía entre 10 y 150 metros; las Arenas Pliocenas, presentes solo en la parte sur del área; y el basamento hidrogeológico, conformado por las cuarcitas de la Formación Balcarce, cuya posición influye significativamente en el espesor del acuífero. El sentido del flujo subterráneo es de noreste a suroeste, desde las sierras hacia el mar, y la profundidad de los niveles freáticos varía desde 18 metros hasta 0,8 metros.

En la caracterización hidroquímica del agua subterránea, se identificaron dos tipos principales de agua. En su mayoría, son aguas bicarbonatadas sódicas, aunque también se detectaron sectores donde predominan las aguas bicarbonatadas cálcicas-magnésicas. Para explicar la evolución hidroquímica en términos del flujo subterráneo, se llevó a cabo un modelo hidrogeoquímico inverso. La caracterización isotópica de las precipitaciones, el agua subterránea y el agua superficial mediante isótopos estables permitió definir la interrelación entre ellas. Se determinó que la principal fuente de recarga en el área son las precipitaciones. Además, el uso de isótopos radioactivos,

como el tritio, permitió determinar que esta recarga es reciente. Con toda esta información, se desarrolló un modelo hidrogeológico conceptual del área.

El uso principal del recurso en el área es para riego complementario, por lo que se identificó cómo ha sido su aumento en los últimos 20 años, cuáles son los caudales de extracción y en qué período se aplica, y se evaluó la calidad del agua para dicho fin. Esta información se integró al modelo conceptual y se trasladó al modelo matemático de flujo. En este último se realizaron dos simulaciones considerando un período de precipitaciones por debajo de la media. La primera simulación tuvo en cuenta la explotación actual del recurso, mientras que en la segunda simulación se aumentó la explotación considerando la tasa a la que el riego está aumentando. En ambos casos, se observa una profundización del nivel freático. Sin embargo, en la segunda simulación, en los sectores de mayor aplicación de riego, se observa una profundización ligeramente mayor.

Los resultados de esta tesis brindan la información base necesaria para establecer planes adecuados de manejo del recurso hídrico que garanticen la sustentabilidad del mismo, tanto en términos de cantidad como de calidad.

Abstract

Groundwater provides drinking water to approximately 50% of the world's population and accounts for 43% of all water used for irrigation. In Argentina, agriculture is responsible for 70% of annual water consumption, making it the main destination for water resources. Of the more than 2 million irrigated hectares, 35% is sourced from groundwater. In the case of the southeast of Buenos Aires province, the main source of irrigation water is groundwater. Therefore, this thesis evaluated the impact of this activity on the Pampeano aquifer from a hydrogeological perspective, using hydrochemical, isotopic, hydrodynamic, and remote sensing tools, particularly in the basins of the Las Brusquitas and El Durazno streams, to provide information that enables sustainable water resource management.

To generate this information, the tasks performed included, initially, a literature review and an inventory of wells in the area, both through fieldwork and satellite images. A geological characterization was conducted by compiling all previous information. In the geomorphological characterization, seven physiographic landscapes were defined, with the rolling hills landscape occupying the largest area. Regarding the soils in the area, studies focused on their porosity, obtaining values between 15% and 30% total porosity. In the hydrogeological characterization, three layers with different hydrogeological behaviors were defined: the Pampeano aquifer, with a thickness ranging from 10 to 150 meters; the Pliocene Sands, present only in the southern part of the area; and the hydrogeological basement, composed of quartzites from the Balcarce Formation, whose position significantly influences the aquifer's thickness. The direction of groundwater flow is from northeast to southwest, from the sierras to the sea, and the depth of the water table levels varies from 18 meters to 0.8 meters.

In the hydrochemical characterization of groundwater, two main types of water were identified. Most are sodium bicarbonate waters, although sectors with calcium-magnesium bicarbonate waters were also detected. To explain the hydrochemical evolution in terms of groundwater flow, an inverse hydrogeochemical model was conducted. The isotopic characterization of precipitation, groundwater, and surface water using stable isotopes allowed defining their interrelationship. It was determined that the main recharge source in the area is precipitation. Additionally, the use of radioactive isotopes, such as tritium, allowed determining that this recharge is recent. With all this information, a conceptual hydrogeological model of the area was developed.

The main use of the resource in the area is for supplemental irrigation, so its increase over the past 20 years was identified, as well as the extraction rates and the period of application, and the water quality for this purpose was evaluated. This information was integrated into the conceptual model and transferred to the flow mathematical model. In the latter, two simulations were conducted considering a period of below-average precipitation. The first simulation considered the current resource exploitation, while the second simulation increased exploitation based on the rate at which irrigation is increasing. In both cases, a deepening of the water table level is observed. However, in the second simulation, in the areas of higher irrigation application, a slightly greater deepening is observed.

The results of this thesis provide the necessary baseline information to establish adequate water resource management plans that ensure sustainability in terms of both quantity and quality.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN



1 Introducción

1.1 Planteo del problema

El agua, como principal insumo para la producción de alimentos, ha desempeñado el papel más importante en el crecimiento de la población y la evolución social durante gran parte de la historia escrita de la humanidad. Muchas civilizaciones florecieron y se extinguieron debido a la forma en que gestionaron el agua en la agricultura. Actualmente hay aproximadamente 308 millones de hectáreas de tierra irrigada en el mundo, de las cuales 113 millones dependen del agua subterránea (ICID, 2021). El uso de este recurso ha ido en aumento de 100 millones de km³ en 1950 a aproximadamente 1000 millones de km³ en 2000 (Gopalakrishnan, 2011).

En Argentina, la agricultura es la responsable del 70% del consumo anual de agua, convirtiéndose en el destino principal de los recursos hídricos. El 65 % de las más de dos millones de hectáreas irrigadas es abastecido con aguas superficiales y el 35% con agua subterránea (Ministerio de Agroindustria y FAO/PROSAP, 2015), sin embargo, solo el 5% del área cultivada en Argentina se encuentra bajo riego. La tendencia del riego en el país va en aumento, en 2018, el Ministerio de Agroindustria de la Nación lanzó, mediante Resolución N°108/2018, el Plan Nacional de Riego 2018–2030, una iniciativa cuya meta principal consiste en impulsar el desarrollo integral y sustentable de la agricultura irrigada en el territorio nacional intentando alcanzar en 2030 una superficie total bajo riego de 6 millones de hectáreas, más de tres veces la cantidad registrada en 2015. En la provincia de Buenos Aires, los datos oficiales más actuales de los que se tiene conocimiento sobre la aplicación de riego suplementario datan del año 2005, las hectáreas bajo riego eran 166.475,4 en 2005 (FAO AQUASTAT, 2021) de las cuales 84.139,3 tenían su fuente en las aguas subterráneas y 92.360,7 bajo riego de fuentes superficiales. En el caso particular del sudeste bonaerense la fuente de agua para riego, de la cual existe escasa información, es principalmente subterránea (más del 80% del área irrigada). El riego de los cultivos extensivos (papa, cereales y oleaginosas) tiene carácter de suplementario a las precipitaciones, aplicándose una lámina de 70 a 200 mm año (Suero et al., 2001). En este sector de la provincia, el crecimiento del área bajo riego ha sido exponencial, por ejemplo, el área cubierta por riego de pivote central, pasó de 67.41 km² a 254.55 km² de 2000 a 2016 (Donna et al., 2016).

La principal característica que presenta el agua subterránea del sudeste de la provincia de Buenos Aires es su riqueza en bicarbonato de sodio y contenido medio de sales

(Santa Cruz y Silva Busso, 1996; Costa y Aparicio, 1999, 2000; Suero y Storti, 2000; Suero et al., 2001), por lo que la aplicación de riego puede afectar tanto las condiciones del suelo como del acuífero del cual se sirve. Los riesgos y consecuencias de la aplicación de riego con agua de poca calidad en los suelos de la Llanura Pampeana han sido ampliamente reconocidos, Arens (1969) indica que son necesarios pocos años para convertir a un suelo de excelentes características en un suelo sódico. Pilatti et al. 2004, encontraron que aplicaciones de riego suplementario con aguas con contenido de carbonato sódico residual (CRS) superiores a 1,25 meq/L y baja concentración salina han causado sodificación de suelos. Como consecuencia, se requieren en la región pampeana recomendaciones más precisas sobre la clasificación de calidad del agua para riego que los métodos tradicionales basados en criterios de salinidad y sodicidad (Richards, 1954), definidos inicialmente para condiciones de aridez y de riego continuo (Baccaro et al., 2006). Muchos autores critican la aplicación de estas recomendaciones en las regiones húmedas con riego suplementario (Costa, 1995; Iruetia y Mon, 1998; Génova, 2006).

Los cuerpos de agua superficial, como ríos, arroyos, lagunas y demás humedales, están estrechamente vinculados al sistema del flujo del agua subterránea (Brunke et al., 1997; Winter, 1999; Sophocleous, 2002). Por ejemplo, para el caso del Río Quequén Grande se ha podido establecer un aporte entre el 80% y 90% del flujo base (Martínez et al., 2007). Aportes similares en algunos arroyos del sudeste de la provincia han sido reportados por Lima (2012) y Quiroz Londoño (2009). Debe considerarse que, cambios espacio-temporales en el nivel de las aguas subterráneas podrían afectar las características del flujo de agua y nutrientes en cuerpos de agua superficial (Litaor et al., 2013). A su vez, alteraciones hidrológicas en estos cuerpos de agua superficial pueden causar fluctuaciones espaciales y temporales del nivel piezométrico. Algunos modelos matemáticos han sido realizados en la zona con el objetivo de cuantificar las interacciones del agua superficial – agua subterránea (Quiroz Londoño et al., 2009; Bocanegra et al., 2011; Bocanegra et al., 2012; Lima, 2012). En todos los casos si bien los ajustes entre los niveles medidos y los niveles calculados fueron aceptables, la cuantificación de la extracción de agua subterránea destinada a riego ha sido asumida arbitrariamente, debido a que no se cuenta con datos sobre los volúmenes de aprovechamiento en dicha actividad.

La recarga al acuífero aparece como un elemento clave en la generación de pautas para un riego sustentable, debido a que es este parámetro, en definitiva, el que regulará los volúmenes de extracción sin llegar a niveles de sobreexplotación (Custodio y Llamas, 1976). Para el acuífero Pampeano se han aplicado diversas metodologías para el

cálculo de la recarga, especialmente para la vertiente sur de Tandilia (Cuenca del Río Quequén Grande). Quiroz Londoño et al. (2012 a y b) establecen valores de recarga entre 10 y 15 % de la precipitación media anual, aplicando métodos de variación de nivel freático (VNF), balance de cloruros y balance edáfico a nivel del suelo. Varni y Weinzettel (2009) para la zona de Azul (provincia de Buenos Aires), utilizando el método de VNF, definen recargas entre 12 y 20%, con un valor máximo de 54%. Por su parte, Bocanegra definen una recarga del 10% de la precipitación para la cuenca del Río Quequén Grande, utilizando para ello el método de balance hídrico a nivel del suelo.

Los niveles freáticos, respecto a la precipitación, presentan en la zona, variaciones más lentas y predecibles. De esta forma es posible anticipar el escenario freático que enfrenta un cultivo con cierta precisión y en función de ello plantear las estrategias de cultivo y el riesgo hídrico asociado. Debe tenerse en cuenta que la principal variable que define la influencia de los niveles freáticos sobre los cultivos es su profundidad. Comprender y cuantificar las relaciones profundidad- aporte/anegamiento en los sistemas pampeanos es la clave para incorporar el componente freático en la toma de decisiones (Jobbágy, 2008).

En esta tesis, denominada **“Evaluación del impacto del riego suplementario en la dinámica del acuífero Pampeano en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires”** se evaluará desde el punto de vista hidrogeológico, con herramientas hidroquímicas, isotópicas, hidrodinámicas y de sensores remotos, el impacto del riego en el acuífero Pampeano, particularmente en las cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno, donde el uso de riego suplementario ha experimentado un aumento en los últimos años debido al cultivo de papa como principal actividad agrícola de la zona.

1.2 Hipótesis:

- El incremento en la utilización del riego suplementario conducirá a un consumo de reservas que hace peligrar la sustentabilidad del sistema acuífero, y por ende la fuente de aprovisionamiento de agua tanto superficial como subterránea para otros usos en la región.
- El incremento en el uso de riego suplementario sólo puede ser sustentable bajo un estricto monitoreo y control que permita detectar de manera preventiva la presencia de impactos negativos tanto en aspectos hidrodinámicos como de variación en las características hidrogeológicas del agua.

- El uso inadecuado del riego, tanto en términos de calidad como de cantidad, causa una pérdida en la estructura del suelo, disminuyendo la permeabilidad, lo que redundaría en una disminución en la recarga natural al acuífero.

1.3 Objetivos

El objetivo general de esta tesis fue **“Establecer las implicancias del riego en la dinámica del recurso hídrico en las cuencas asociadas a la localidad de Nicanor Otamendi”**, utilizando para ello herramientas fisicoquímicas, isotópicas, hidrodinámicas y de sensores remotos.

Los objetivos específicos propuestos fueron:

- Realizar un inventario de superficie regada actual y en perspectiva histórica del área.
- Evaluar las tasas de recarga al acuífero en zonas con diferente grado de afectación por riego suplementario.
- Elaborar un modelo hidrogeológico conceptual.
- Elaborar un modelo hidrogeológico numérico que permita cuantificar y realizar un pronóstico del comportamiento del acuífero ante diferentes escenarios climatológicos y de aprovechamiento.

1.4 Localización y características del área

El área de estudio se localiza en el sudeste bonaerense, en la vertiente sur del sistema de Tandilia, entre los partidos de General Alvarado y General Pueyrredón, corresponde a las cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno y abarca una superficie de aproximadamente 310 km². Se ubica entre los paralelos 37,97°y 38,27° sur y los meridianos 57,7° y 57,9° oeste (Figura 1). Dentro del área se encuentran las localidades de Comandante Nicanor Otamendi, el sector norte de la ciudad de Miramar y los parajes El Boquerón y La Polola.

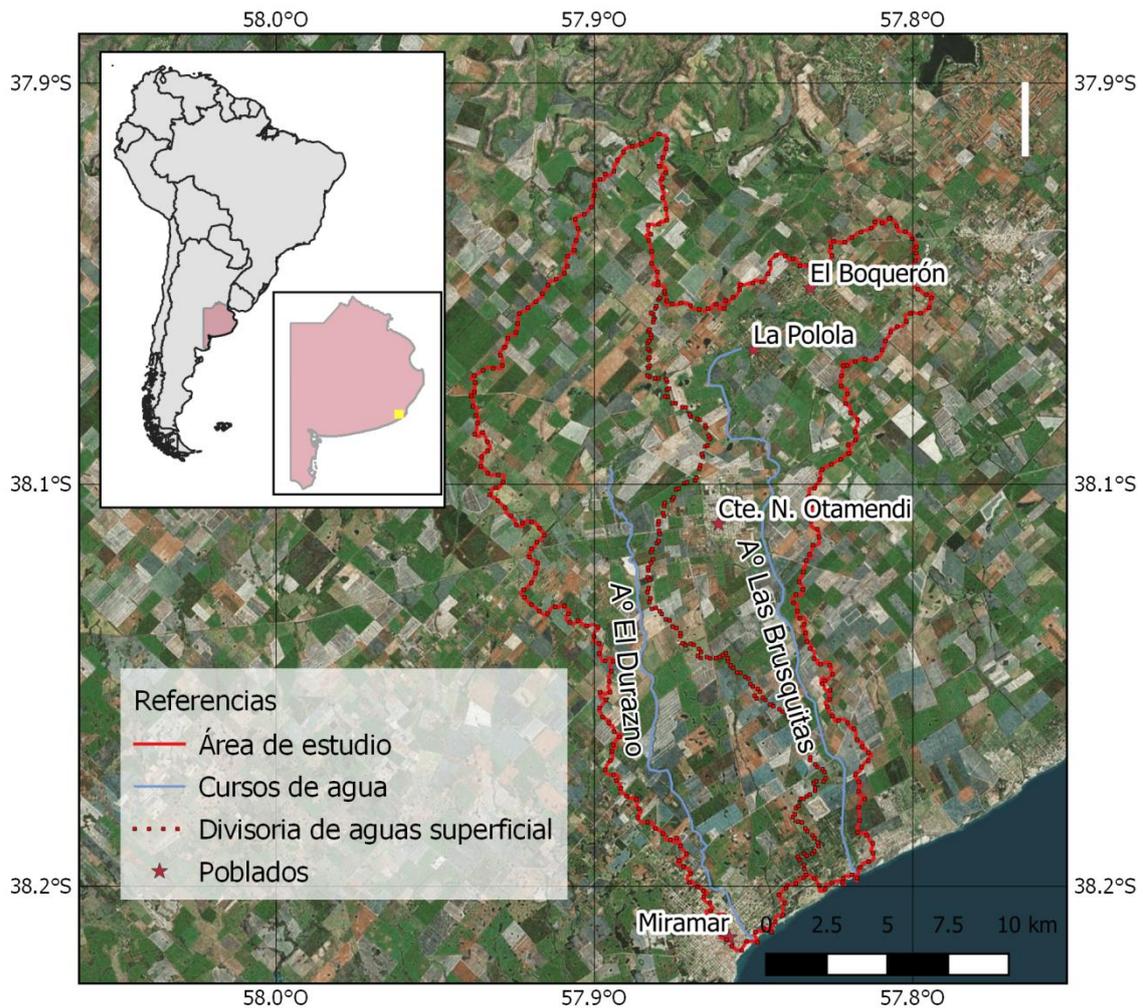


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

Geomorfológicamente, el área comprende en el norte, un sector de sierras de formas tabulares, cúspides planas con pendientes menores al 5% y laderas abruptas con pendientes mayores a 20%. Luego, un ambiente pedemontano de lomadas desde los 140 m s.n.m hasta los 60 m s.n.m con pendientes del 2% y por último, pasa a un ámbito más llano, con ondulaciones más suaves hacia la costa, con pendientes del orden de 0,3 a 0,7% (Kruse, 1985).

El clima de la región es de tipo templado-húmedo, las precipitaciones medias anuales, presentan un módulo pluviométrico anual de 930 mm, para el periodo 1961 – 2000. Mientras que, los balances hídricos realizados mediante el método de Thornthwaite, han permitido estimar que el “exceso” de agua, es de 202,1 mm anuales (Cionchi y Redin, 2004).

El principal acuífero de la región es el acuífero Pampeano (Sala, 1975). Este acuífero además de ser fuente de abastecimiento de agua potable para la gran mayoría de las ciudades y localidades de la región, presenta una gran injerencia sobre los arroyos y ríos, ya que la mayoría de ellos poseen un comportamiento efluente en su recorrido (Kruse et al., 1997; Martínez et al. 2007; Quiroz Londoño, 2009). Se trata de un acuífero tipo libre a semilibre, con espesores que pueden alcanzar los 200 m; constituido principalmente por sedimentos limo-arenosos cuaternarios (Varela y Teruggi, 2001). El basamento hidrogeológico está conformado por las ortocuarcitas de la formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979), que afloran en las sierras que limitan la zona al norte y/o por rocas ígneo-metamórficas del basamento cristalino precámbrico (Dalla Salda et al, 2005) , sobre las cuales los sedimentos cuaternarios yacen en discordancia.

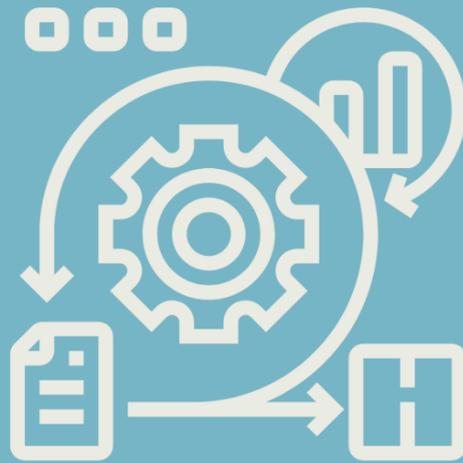
1.5 Reseña histórica

Los primeros pobladores del área comienzan a establecerse poco antes de 1830, cuando algunas familias, atraídas por la riqueza de estas tierras, se aventuraban a ganarle espacios al "desierto", denominación que abarcaba a gran parte de la provincia de Buenos Aires en poder de sus habitantes originales (aborígenes pampas, mapuches y querandíes, entre otros). Una de las primeras familias que se radicaron en esta zona fue la Familia Otamendi, con Carlos Otamendi y su esposa Dionisia Byron (madre de la fundadora del pueblo de Comandante Nicanor Otamendi, Balbina Josefina Otamendi, llamado originalmente "Dionisia" en honor a su madre). Construyeron, a mitad de camino entre las actuales poblaciones de Miramar y Cte. Nicanor Otamendi, la estancia denominada "La linda de Chamuní", que posteriormente, merced al pillaje y los once incendios que se atribuyen a malones, se conoce popularmente como "El Infierno". Según los registros, éste fue el primer establecimiento agropecuario del sudeste de la provincia de Buenos Aires, así como la primera escuela de la zona y posta, permitiendo con su presencia la instalación de otros establecimientos como la estancia "La Ballenera", en el distrito conocido como "Partido de Monsalvo". Este partido, que se origina en las primeras comandancias o fortines que subdividían la provincia de Buenos Aires, y que estaban a cargo y bajo la protección de las dotaciones armadas destacadas en cada emplazamiento, es anterior a las fundaciones de Mar del Plata, Mar Chiquita y General Alvarado, e incluía las pequeñas poblaciones, estancias y establecimientos agropecuarios que corresponderían luego a los Partidos de General Pueyrredón (Mar del Plata), Mar Chiquita y General Alvarado (Brittez, 2020).

En 1888, la ciudad de Miramar fue fundada por Fortunato de La Plaza, dueño de una estancia ubicada en el lugar del establecimiento de la población que originalmente se llamó "Mira Mar" cambiando su nombre al corriente debido a un error en la señalización de la estación de ferrocarril. Años más tarde, en 1911 se fundó la ciudad de Comandante Nicanor Otamendi. El área del partido es de 167.700 hectáreas, en la actualidad, la ciudad de Miramar cuenta con 29.433 habitantes según el último censo poblacional del año 2010, mientras que Comandante Nicanor Otamendi, cuenta con 6623 habitantes. Las principales actividades económicas del área son: la producción agropecuaria y el turismo. La actividad agropecuaria es liderada por cultivos de trigo con una superficie promedio de 45.000 has y producciones de casi 130.000 tn., seguida por maíz y girasol con un promedio de 15.000 has sembradas; mientras que la papa alcanza muy altos niveles productivos, siguiendo a Balcarce y Pueyrredón. Respecto de la ganadería, la cantidad de hacienda ronda las 90.000 cabezas de bovinos.

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA



2 Metodología

Para la realización de esta tesis, se abordaron los objetivos planteados a través de diferentes metodologías, algunas de uso habitual en hidrogeología y algunas más innovadoras como el uso de isótopos estables y radioactivos y las mediciones de porosidad en zona no saturada (ZNS). Con toda la información generada se elaboró un modelo hidrogeológico conceptual (MHC), el cual a su vez fue llevado a un modelo matemático de flujo. Este último fue utilizado en el pronóstico de la dinámica hidrogeológica de la región utilizando distintos escenarios hidroclimatológicos y de extracción del recurso. Cada una de las etapas metodológicas (Figura 2) se describirá a continuación.

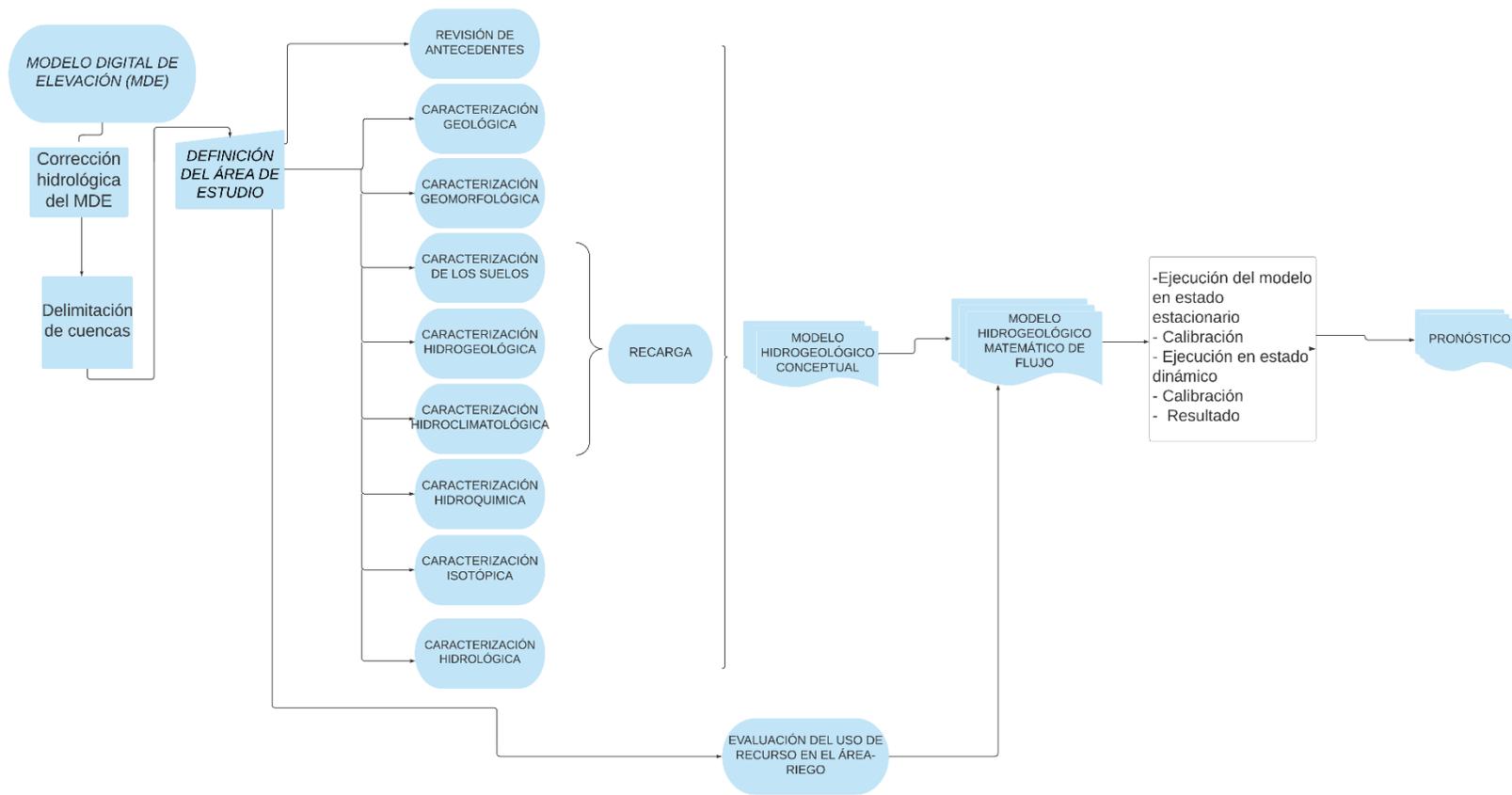


Figura 2. Diagrama de flujo de la metodología.

2.1 Definición del área de estudio

Para definir el área de estudio, se tomó como base el concepto de cuenca hidrológica, se trabajó con el modelo digital de elevación (MDE) de la provincia de Buenos Aires (Instituto Geográfico Nacional, 2014) con una resolución espacial de 45 m. El procesamiento digital de esta información se realizó en el software de información geográfica QGIS (QGIS.org, 2021). Se usó específicamente el módulo de interfaz gráfica que permite la manipulación del software GRASS (GRASS DEVELOPMENT TEAM, 2016). Con este procedimiento se definieron las cuencas que incluye la zona de estudio.

2.1.1 Concepto de cuenca

Una cuenca hidrográfica se define como una unidad morfológica integral en un territorio donde las aguas superficiales convergen hacia un cauce o unidad natural delimitada por la existencia de la divisoria de las aguas las cuales fluyen al mar a través de una red de cauces principales. En el contexto de una cuenca hidrológica, debe considerarse que la estructura hidrogeológica subterránea del acuífero forma parte integral del sistema. Esta conexión entre el componente superficial y el subterráneo constituye un conjunto de elementos interrelacionados que conforman una unidad funcional (Gaspari et al., 2013). Si bien las cuencas hidrográficas son las unidades territoriales más apropiadas para la gestión integrada del agua, es importante tener en cuenta que no son los únicos espacios relevantes para la gestión de los recursos naturales y el medio ambiente en general. Hidrológicamente, los límites naturales de una cuenca en superficie no necesariamente coinciden con los límites de las aguas subterráneas (Mirassou y Bertranou, 2009).

En el caso de esta tesis, los límites de la cuenca subterránea abarcan un área mucho mayor que la del estudio elegido. Al estudiar y gestionar un acuífero dentro del contexto de una cuenca hidrográfica, se obtiene una visión más completa y holística de los recursos hídricos de la región, lo que permite tomar decisiones informadas para su manejo sostenible.

2.1.2 Delimitación del área de estudio

2.1.2.1 Corrección hidrológica del modelo digital de elevación

Esta corrección fue aplicada al área extraída del MDE de la provincia de Buenos Aires (Instituto Geográfico Nacional, 2014). Este MDE fue procesado en el software QGIS donde se le aplicó una máscara de corte seleccionando el sector sudeste de la provincia, luego se hizo un procedimiento de llenado de píxeles, cuyo objetivo fue eliminar las protuberancias anómalas existentes en el MDE (ej. Líneas de árboles, tendidos eléctricos, vías de comunicación, etc.). Esta corrección es especialmente importante de realizar en zonas llanas donde pueden representar elevaciones inexistentes en la topografía, que luego afectarán la modelación hidrológica de la cuenca. Para ello primero se invierte el MDE, una vez invertido el MDE, se aplica el algoritmo de llenado el cual elimina toda depresión que no tenga un comportamiento hidrológico válido. Luego se procede a invertir el MDE para devolverlo a sus valores iniciales.

2.1.2.2 Delimitación de cuencas

Una vez corregido el MDE, se utilizaron los algoritmos que el módulo GRASS suministra a QGIS para delimitar cuencas hidrológicas que utiliza para la delimitación el MDE. La misma (*r.watershed*) calcula parámetros hidrológicos y factores RUSLE, genera un conjunto de mapas que indican: 1) acumulación de flujo, dirección de drenaje, ubicación de arroyos y cuencas hidrográficas, y 2) los factores LS y S de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Revisada (RUSLE).

Una vez delimitadas las cuencas del sudeste bonaerense, se seleccionaron las cuencas de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno. Esta información cartográfica fue utilizada en todos los procesos geoespaciales abordados a lo largo de la tesis.

2.2 Revisión bibliográfica de antecedentes

Se realizó la recopilación, valoración e interpretación de la información existente de los temas abordados en la tesis, se consultó tanto documentación publicada como inédita, como la proveniente de organismos prestadores de agua potable en el área. Toda esta información se tomó como base para la realización de esta tesis. Previo al inventario de puntos de agua se identificaron informantes clave, perforadores y productores, los cuales fueron entrevistados.

2.3 Caracterización geológica

Para realizar la caracterización geológica se realizó una recopilación bibliográfica de los antecedentes geológicos del área, como así también, se construyó el mapa geológico del área, a partir de la información disponible en el catálogo de datos abiertos geoespaciales (<http://sigam.segemar.gov.ar/geonetwork39/srv/spa/catalog.search#/home>) del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Realizando la respectiva verificación en campo de cada una de las unidades definidas.

2.4 Caracterización geomorfológica

Para realizar la caracterización geomorfológica se utilizó la metodología CIAF (Villota, 1997) desarrollada por el Centro de Investigación y Desarrollo de Información Geográfica (Colombia) que clasifica jerárquicamente a las unidades de terreno, derivadas de la interpretación de los productos anteriores para obtener la identificación de geformas. Para la generación de los mapas geomorfológicos a distintas escalas, se utilizaron como base el MDE del IGN escala 1:100.000, resolución espacial de 30 m y precisión vertical de aproximadamente 3 m, la combinación de bandas 8-A4-11 de la imagen Sentinel (29/08/2018), previamente procesada, y la base realizada por el INTA en el sector correspondiente al partido de Gral. Alvarado, sumado a observaciones de campo. Toda esta información fue incorporada al sistema de información geográfico (SIG) del proyecto. Para la generación del mapa de pendientes se partió del MDE, necesario para esta caracterización, utilizando el módulo análisis del terreno del software QGIS.

2.5 Muestreo de suelos

El área de estudio cuenta con una cartografía de suelos realizada por el INTA en escala 1:25.000. Sobre esta base se seleccionaron 3 sitios para muestreo representativo de las distintas series de suelo con el objetivo de realizar determinaciones de porosidad de los mismos. Con este objetivo, se realizaron 3 calicatas, en cada una se describieron los diferentes rasgos pedogenéticos y la caracterización de los diferentes horizontes de suelo; así como su clasificación siguiendo los criterios taxonómicos (Soil Survey Staff, 1999). Las dimensiones de las calicatas fueron de 1,20 m de profundidad y 50 cm x 70 cm. La descripción de colores de la matriz del suelo y otros rasgos pedogenéticos, se realizaron usando el código de colores de Munsell (Munsell® Soil Color Chart, 2010).

Se tomaron 9 muestras no disturbadas para corte delgado de los horizontes superficiales y subsuperficiales de suelos, realizados en el laboratorio de corte delgado del Centro de Investigaciones Geológicas- UNLP. Dichos cortes fueron utilizados en estudios micromorfológicos, los cuales fueron enfocados principalmente en los vacíos o espacio poral de los cortes, para ello se impregnaron las muestras con resina azul resaltando su porosidad. Los cortes fueron fotografiados y mediante el uso del código de MATLAB (MATLAB, 2018) se estimó el parámetro porosidad total. El valor de porosidad estimado fue utilizado en cálculos de valor de recarga.

2.6 Inventario de pozos de agua

Previo a realizar el trabajo de campo se definió mediante el uso de imágenes satelitales áreas con mayor densidad de pozos de riego. Luego se procedió a una visita a los diferentes predios en la zona de estudio buscando una distribución equitativa de puntos de muestreo de agua (36 puntos en total). El inventario de captaciones de agua subterránea se realizó durante los primeros meses de 2016. Durante estos meses se inventariaron captaciones de agua (que incluyen pozos de riego, molinos y pozos domiciliarios). Cada una de estas captaciones fue georreferenciada utilizando un GPS Garmin 4000, la profundidad total de los pozos se obtuvo ya sea, por información de los dueños o mediante una sonda bipolar con tope indicador de profundidad. En todos los puntos se realizaron mediciones de parámetros fisicoquímicos, medición de niveles y toma de muestra para análisis químicos e isotópicos. Los niveles fueron medidos con una sonda bipolar graduada al centímetro, se procedió con el purgado de las captaciones, midiendo los parámetros fisicoquímicos (pH, C.E, T) con una sonda multiparamétrica Hanna 9821 hasta su estabilización, es decir, cuando los valores de estos dejan de variar. Posteriormente, se tomaron las muestras y se preservaron adecuadamente hasta su llegada al laboratorio, donde fueron ingresadas el mismo día de la toma o al siguiente. En el caso de ser necesario se utilizó una bomba de muestreo de bajo caudal Proactive Tornado pump.

2.7 Muestreo de agua subterránea

Para la identificación de las diferentes facies hidroquímicas del agua, estudiar su evolución, contribuir a caracterizar la recarga, identificar zonas de descarga a cuerpos de agua superficiales y evaluar los impactos del riego sobre los recursos acuíferos se realizó un muestreo general del área, tomando 36 muestras de agua subterránea (en 6

campañas durante el 2016-2017). Estas mediciones incluyeron, medidas de nivel freático con una sonda bipolar graduada al centímetro, toma de muestras para análisis químico y determinaciones isotópicas. En campo se midió pH, temperatura y conductividad eléctrica y en los pozos que lo permitieron, ya que no estaban encamisados y no tenían la bomba instalada (10 en total), se realizaron perfiles de conductividad, realizando mediciones cada metro. Las muestras se tomaron mediante un bailer a la profundidad media del agua en el pozo, para las mediciones en campo se utilizó una sonda multiparamétrica (Hanna). La determinación de los iones mayoritarios, dureza total e isótopos estables se realizó en el laboratorio del Grupo de Hidrogeología del IGCyC (Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario) con las siguientes metodologías: Cloruros por el método de Mohr, sulfatos por turbidimetría, calcio y magnesio por titulación complejométrica con EDTA, sodio y magnesio por espectrometría de llama, bicarbonatos por titulación potenciométrica, sílice por el método de silicomolibdato y nitrato por el método de la brucina. El Total de Sólidos Disueltos (TSD) y la Relación de absorción de sodio (RAS) se calculó mediante el programa AQUACHEM (Calmbach y Waterloo Hydrogeologic Inc., 2003), mientras que la representación gráfica de los datos se realizó con el programa DIAGRAMMES (Simler, 2007).

Luego de obtener todos los datos, estos fueron georreferenciados y cargados a un SIG utilizando el software QGIS-SAGA, donde, mediante el método de interpolación b-spline, se construyeron los mapas de isovalores para todos los parámetros.

Las determinaciones isotópicas de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron con un espectroscopio láser para agua líquida LWIA 45EP desarrollado por Los Gatos Research. Los resultados fueron expresados en forma de desviaciones isotópicas en ‰ (Ecuación 2), donde δ es la desviación isotópica, S la muestra, P la referencia internacional y R la relación isotópica ($^2\text{H}/\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Ecuación 1

$$\delta = (1000 * (R_s - R_p)) / R_p \text{‰}$$

La referencia utilizada ha sido Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978). Los valores de incertidumbre son $\pm 0,15\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1,0 \text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$. Se utilizó la Línea Meteórica Mundial definida por Rozanski et al. (1992) y la línea meteórica local (LML) establecida por Quiroz et al. (2015) para la CRQG (Cuenca del Río Quequén grande).

Línea meteórica mundial: $\delta^2\text{H} \text{‰} = 8,20 * \delta^{18}\text{O} \text{‰} + 11,27$

Línea meteórica local: $\delta^2\text{H} \text{‰} = 8,19 \pm (0,14) * \delta^{18}\text{O} \text{‰} + 13,5 \pm (0,82)$

Los análisis hidrogeoquímicos e isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Hidrogeoquímica e Hidrología Isotópica del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario de la Universidad Nacional de Mar del Plata.

Una vez caracterizada la zona, se eligieron 8 puntos para determinar la variabilidad estacional del área, monitoreo que se comenzó en verano de 2018. Adicionalmente, se realizaron 6 mediciones de Tritio, cuyas muestras fueron analizadas mediante el recuento de centelleo líquido (LSC) en los laboratorios de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) en Viena, Austria. Los resultados fueron expresados en U.T. En cuanto al límite de cuantificación e incertidumbre analítica, este fue de 0,35 U.T. (desviación estándar única). Estos resultados se utilizaron para establecer la edad del agua subterránea.

Dicha información fue utilizada en la caracterización y ajuste del modelo matemático de la zona.

2.8 Perforación de pozos

Con el fin de evaluar las características litológicas del acuífero en profundidad, fueron realizadas 2 perforaciones de 10 centímetros de diámetro hasta alcanzar las rocas de la Fm. Balcarce en diferentes sectores de la cuenca. Alcanzando una profundidad de 30 m en la perforación realizada en la localidad de Otamendi y 40 m en el sudeste de la localidad, las cuales pueden observarse en la Figura 3. Las perforaciones fueron realizadas mediante el método de rotación directa con inyección de agua (Figura 3). Dichas perforaciones fueron encamisadas a lo largo de toda la profundidad con ranuras en los últimos 6 metros. Se realizó la purga de los pozos con una bomba de 0.5HP con un caudal de 20.000 L/h (Figura 5).

Estas dos perforaciones fueron utilizadas también para complementar el mapa equipotencial del área y en las mismas se instalaron dos equipos de medición continua automática del nivel freático. Uno de ellos marca gónica que realizaba mediciones cada hora y una estación de monitoreo EMAC que realizaba mediciones cada 10 min.



Figura 3. Ubicación de las perforaciones.



Figura 4. Perforación en proceso.



Figura 5. Purga del pozo G1145.

2.9 Prospección geofísica

Para complementar los datos de profundidad del basamento hidrogeológico y de las capas del acuífero, se realizaron, 4 sondeos eléctricos verticales (SEV) en el área. Para la realización de los SEV se partió de la configuración electródica tipo Schlumberger (Figura 6). La misma se basa en qué medida que se aumenta el espaciado entre los

electrodos AB, aumentará también la profundidad de penetración de las líneas de corriente, así como la influencia de las capas más profundas en la medida de la resistividad aparente (Kirsch, 2006). Con las sucesivas inyecciones de corriente se construye la curva de resistividades aparentes, que es representada de forma continua a escala log/log (Figura 7). Con el objetivo de caracterizar el basamento hidrogeológico, las mediciones que definen la curva de resistividad aparente se continúan hasta obtener un ascenso continuo de la curva, donde la resistividad aumenta proporcionalmente al espaciado de los electrodos inyectores de corriente, indicando que estamos ante un cuerpo resistivo. Para la zona se tiene como generalidad que, al alcanzar tres mediciones continuas de aumento en la resistividad, formando una línea recta con pendiente de 45° , se considera como detección de basamento.



Figura 6. Ejecución del SEV2_

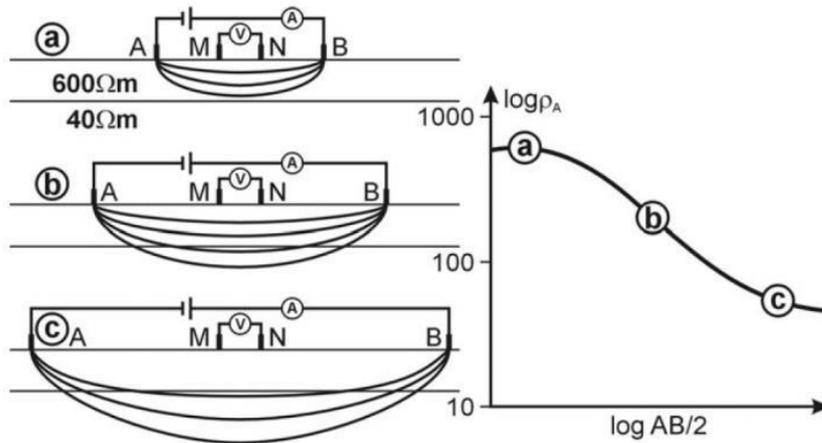


Figura 7. Medidas de resistividad aparente obtenidas con el aumento del espaciado entre los electrodos AB y consiguiente aumento de la profundidad de la corriente inyectada (tomado de Kirsch (2006)).

Los SEVs se analizaron mediante dos métodos, el directo y el inverso, con el propósito de conseguir un mejor ajuste de las curvas de resistividad aparente. Se utilizó el programa Zohdy (1989) para obtener las resistividades verdaderas y sus espesores, y con el software IPI2Win (Bobachev, 2002) se ajustaron los valores obtenidos con ZOHDY. Los resultados de estos SEVs sumado a los datos antecedentes fueron interpolados en QGIS mediante el módulo interpolación inverso a la distancia.

2.10 Definición de la superficie piezométrica

Con el objetivo de definir la superficie piezométrica de las cuencas objeto de este estudio fueron utilizados los niveles freáticos medidos en el inventario de puntos de agua del área. Estos puntos georreferenciados fueron interpolados mediante el método multilevel b-spline en el software QGIS para realizar las curvas equipotenciales, las cuales luego de ser generadas automáticamente, fueron corregidas a mano alzada siguiendo el criterio de comportamiento hidrogeológico del área. Una vez obtenida la superficie piezométrica, se establecieron las direcciones de flujo y se realizaron cálculos de gradiente hidráulico y velocidad de flujo.

En conjunto con el monitoreo hidroquímico estacional se realizaron mediciones de nivel freático con el fin observar las variaciones estacionales que presenta la superficie piezométrica. Adicionalmente, se instalaron 4 equipos de medición automática de nivel freático, uno de ellos marca Génica que realiza medición automática cada hora y los otros tres son estaciones de monitoreo ambiental costero (EMAC) que registran la medición cada 10 minutos para observar posibles variaciones diarias y estacionales.

Estas últimas cuentan con conectividad para monitoreo continuo. Los datos obtenidos fueron depurados y procesados para la cuantificación de la recarga mediante la metodología de variaciones de nivel freático (Healy y Cook, 2002). Dichos procesamientos fueron realizados en los programas Microsoft Excel y Microsoft Access. Estos datos, a su vez, fueron utilizados en la calibración del modelo matemático.

2.11 Datos hidrometeorológicos

La precipitación y la temperatura son los parámetros que regulan el balance hídrico en la región, como una primera actividad se planteó un análisis estadístico descriptivo en series históricas extensas. Para esto se consultaron las bases de datos administrados por el Servicio meteorológico nacional (SMN- Estación AERO Mar del Plata), a la Chacra Experimental de Miramar y a la base *Climate Research Unit* (CRU). Las dos primeras contaban con datos diarios para los últimos 20 años mientras que la base de datos del CRU contaba con datos mensuales desde 1901.

Los datos del CRU, los cuales son de acceso libre (<https://www.uea.ac.uk/web/groups-and-centres/climatic-research-unit/data>), deben ser consultados por grillas acorde a una distribución de estaciones a nivel mundial. Para este trabajo fue utilizada la grilla que presenta como centro a la latitud -38.25° y la longitud -57.75° (Figura 8). En dicha figura pueden observarse las diferentes estaciones incluidas para la interpolación de los datos de precipitación y temperatura. De esta información se obtuvieron gráficos con tendencias generales, visualizando ciclos de diferente comportamiento hidrológico.

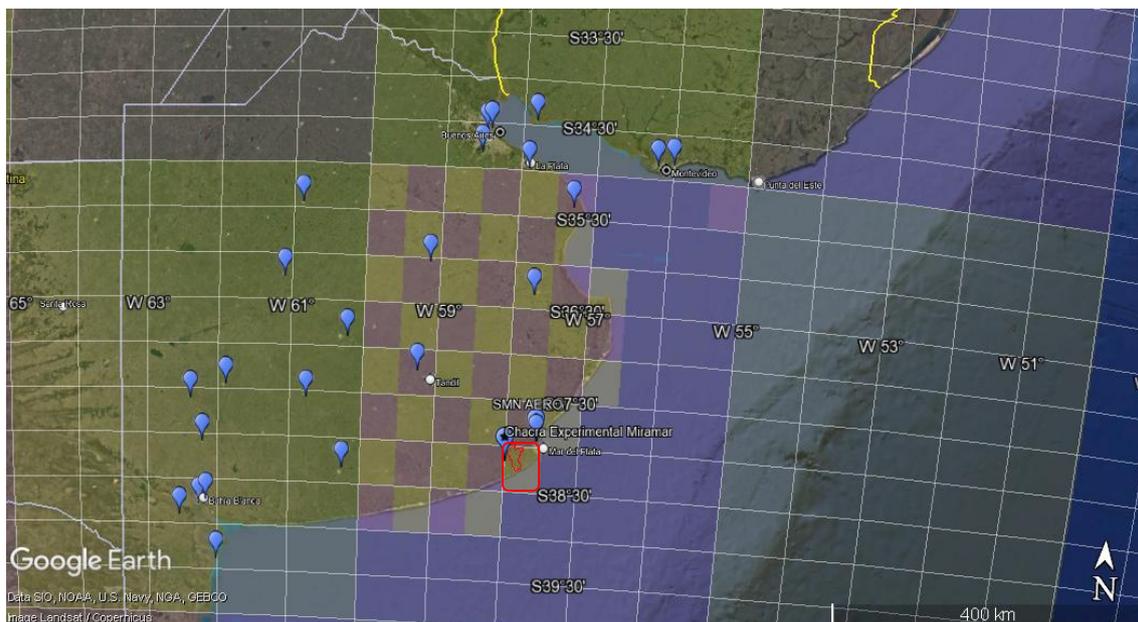


Figura 8. Ubicación de las estaciones utilizadas para los datos de la grilla con centro en la Latitud -38.25 y Longitud -57.75 .

Un análisis detallado de los datos con periodicidad anual, mensual y diario fue realizado con los datos de las estaciones AERO Mar del Plata y Chacra Experimental Miramar. Estos datos a su vez, fueron utilizados en la definición del año hidrológico en la zona y en el cálculo de los balances hídricos siguiendo la metodología de Thornthwaite y Mather (1957). El cálculo de estos balances permitió estimar valores de recarga potencial al acuífero. Como una variable a utilizar fue calculada la evapotranspiración potencial siguiendo las metodologías de Thornthwaite y Mather (1957) y de Hargreaves (1985).

2.12 Muestreo de precipitación

Para definir la marca isotópica de la precipitación fue utilizada información existente en la base de datos del grupo de Hidrogeología de la UNMdP (https://iimyc.gob.ar/hidrogeologia/sig_publico/) pertenecientes a la estación de muestreo LMP, que cuenta con un registro mensual desde 2013. También se utilizaron los datos isotópicos de precipitación muestreados en la Chacra Experimental de Miramar publicados en el trabajo de (Calvi, 2018). A partir del 2019, se realizó un muestreo mensual y diario de las precipitaciones para medición de isótopos estables y en el caso de que el volumen lo permitiera medición de cloruros y conductividad, esta actividad se llevó a cabo en la ciudad de Otamendi en la estación denominada LOT.

Toda esta información permitió caracterizar la variación temporal de la composición isotópica de la lluvia definiendo periodos de recarga preferencial al acuífero. Los análisis isotópicos se realizaron con un espectroscopio láser para agua líquida LWIA 45EP desarrollado por Los Gatos Research en el Laboratorio de Hidrogeología de la UNMdP.

2.13 Muestreo de agua superficial

Se tomaron muestras para análisis químico e isotópico en la sección media de los arroyos Las Brusquitas y El Durazno, las cuales en laboratorio se analizaron siguiendo la misma metodología que se detalló para el análisis químico e isotópico de aguas subterráneas. Estos datos fueron analizados para observar la relación agua superficial-subterránea. En estos puntos de muestreo, también se han realizado medidas de caudal para obtener el flujo base, es decir, el flujo aportado por el acuífero al arroyo. Las mediciones se realizaron utilizando un caudalímetro Rickly hydrological (AquaPulse 102-020) tanto en los márgenes como en el centro de los cauces. En cuanto a la profundidad de las mediciones, estas se llevaron a cabo en la superficie del agua, a mitad de la profundidad y en el lecho del cauce.

2.14 Análisis de sensores remotos

Se descargaron las imágenes satelitales correspondientes a los Path 224 y Row 86-87 de los satélites Landsat 1-5 MSS, Landsat 4-5 TM, Landsat 7 ETM+SLC y Landsat 8 OLI/TIRS desde el año 1983, para establecer puntos de riego (pivotes esencialmente). De las mismas, se eligió el periodo 2000-2017, utilizando solo las correspondientes al verano, estación donde se aplica con mayor intensidad el riego. Con estas imágenes se realizaron combinaciones de bandas (color natural), filtrados digitales y aplicación de índices (NDVI-NDWI) que permitieron resaltar, las formas de pivotes de riego. Dichas estructuras fueron digitalizadas y separadas en archivos tipo vector por cada una de las fechas analizadas. Luego, aprovechando las ventajas de la plataforma *Google Earth Engine* (GEE), se generó un código de programación que devuelve los productos directamente procesados, complementando el procedimiento anterior hasta el año 2020.

2.15 Calidad del agua para riego

Se reclasificaron los mapas de isovalores según las pautas para la aplicación de las directrices de la FAO (Ayers, 1985), definiendo el grado de restricción del uso de agua para riego, dando un valor de 1 a la condición de ninguno, 2 a ligero a moderado y 3 a severo. El tamaño de pixel utilizado fue de 200 x 200.

Utilizando el álgebra de mapas y utilizando los mapas reclasificados correspondientes a los parámetros más relevantes para evaluar la aptitud del agua subterránea para riego, se elaboraron dos Mapas finales que delimitan Áreas de Aptitud del Agua para Riego por Aspersión (MAARA) y por Gravedad (MAARG). Dichos mapas fueron clasificados en 5 categorías que denotan la mayor a menor aptitud de agua para riego.

Los mapas de aptitud del agua para riego finales se pueden calcular utilizando las siguientes fórmulas:

$$MAARA = CEr \times TSDr \times RAS - CEr \times RASr \times Clr \times HCO_3r$$

Donde MAARA es el mapa de aptitud de agua para riego por aspersión por unidad de mapeo (pixel) y r es la calificación para cada parámetro.

$$MAARG = CEr \times TSDr \times RAS - CEr \times RASr \times Clr \times HCO_3r$$

Donde MAARG es el mapa de aptitud de agua para riego por gravedad por unidad de mapeo (pixel) y r es la calificación para cada parámetro.

2.16 Modelo Matemático

Para la realización del modelo matemático se partió del modelo conceptual de funcionamiento hidrológico definido en el área. La modelación de flujo subterráneo se llevó a cabo utilizando la interface gráfica ModelMuse (Winston, 2009) con el código de programación Modflow-NWT (Niswonger et al., 2005). El periodo modelado fue junio 2015-mayo 2020. Se calibró mediante ajuste manual, utilizando los niveles medidos en las diferentes campañas de campo, así como también con los datos de los freáticos. Los datos de caudales de extracción fueron aportados por la Cooperativa Dionisia y la Asociación de Riego Pampeano. Una vez obtenido se realizaron 2 simulaciones, con distintos escenarios climatológicos y de explotación. La primera simulación correspondió a un escenario de precipitaciones por debajo del promedio en el área, para ello se tomaron como referencia los valores de precipitaciones de los años 2007 a 2011 y a

caudales de bombeo iguales a los existentes. En la segunda simulación, además, se aumentaron los caudales de bombeo teniendo en cuenta la tasa en la que va aumentando el riego.

2.17 Incorporación de la información a un SIG

Toda la información generada fue incorporada a un SIG mediante el software QGIS en sus diferentes versiones a medida que se iba avanzando en la tesis. El sistema de referencia local que se utilizó fue Campo Inchauspe-Faja 6. La información de ubicación de puntos de muestreo, perforaciones, afloramientos, curvas equipotenciales, etc. fueron representados en formato vectorial, ya sea como punto, línea o polígono según corresponda, mientras que los mapas de isoconcentraciones, profundidades y temáticos se representaron en formato ráster. Para desarrollar la cartografía temática se realizó la superposición de capas con el fin de integrar la información. Todo este conjunto de datos se puso a disposición del público a través del SIG del Grupo de Hidrogeología de la UNMdP en el siguiente enlace: https://iimyc.gob.ar/hidrogeologia/sig_publico/ .

CAPÍTULO 3

**CARACTERIZACIÓN
GEOLÓGICA**



3 Caracterización geológica

El área de estudio presenta un esquema estratigráfico general relativamente sencillo (Tabla 1), conformado de base a techo por un basamento ígneo –metamórfico (Complejo Buenos Aires), sobreyaciendo a este basamento se apoyan en discordancia estratos Eopaleozoicos ortocuarcíticos de la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979), sobre los que se deposita en relación discordante un paquete sedimentario Cenozoico de origen continental. Todas las unidades geológicas que han sido identificadas en la zona de estudio se describen a continuación:

Tabla 1. Estratigrafía del área

Era/Periodo	Unidades estratigráficas	Pisos sudamericanos	
Pleistoceno tardío- Holoceno	Fm. Arroyo Seco	Lujanense	Post- Pampeano
Plioceno – Pleistoceno tardío	Fm. Miramar	Ensenadense	Pampeano
	Fm. San Andrés	Marplatense	
	Fm. Vorohué		
Plioceno superior	Fm. Chapadmalal	Chapadmalense	
Plioceno	Arenas pliocenas		
Cambro- Ordovícico	Fm. Balcarce		
Proterozoico	Complejo Buenos Aires		

Unidades geológicas

Complejo ígneo-metamórfico (Complejo Buenos Aires): Asociación de rocas ígneo-metamórficas compuesta por gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfíbolitas, esquistos, mármoles y plutones de granitoides. También están presentes escasas rocas metavolcánicas (ácidas y básicas) y diques básicos tardíos y discordantes descrito inicialmente por Marchese y di Paola (1975).

En las rocas del complejo Buenos Aires se encuentra emplazado un importante y extenso enjambre de diques proterozoicos de distinta composición y edad. Los más antiguos, de edad Transamazónica, corresponden a un volcanismo bimodal

perteneciente a una asociación calcoalcalina (Fernández y Echeveste, 1995; Iacumin et al., 2001), integrada por diques de composición andesítica y riolítica. Los más jóvenes, de 1600 Ma (Teixeira et al., 2002), son máficos y tholeíticos también en dos grupos, uno corresponde a los diques de diabasa estudiados por Teruggi et al. (1974) y el otro está integrado por basaltos de alto TiO_2 (Teruggi et al., 1988).

La evolución tectónica del Complejo Buenos Aires tuvo más de un episodio de deformación (Teruggi et al., 1973; Dalla Salda et al., 1988) que produjo estructuras de alta complejidad como los modelos de interferencia por superposición de plegamiento. Una primera estructuración íntima del complejo, dúctil y una fracturación, que es simultánea o más joven.

Formación Balcarce: Esta unidad se encuentra en forma saltuaria a lo largo del cordón de Tandilia, desde la sierra de Quilla Lauquén (Blancagrande) hasta Mar del Plata pero los afloramientos principales están ubicados en la mitad suroriental, entre las localidades de Balcarce y Mar del Plata (Figura 9 y Figura 10).

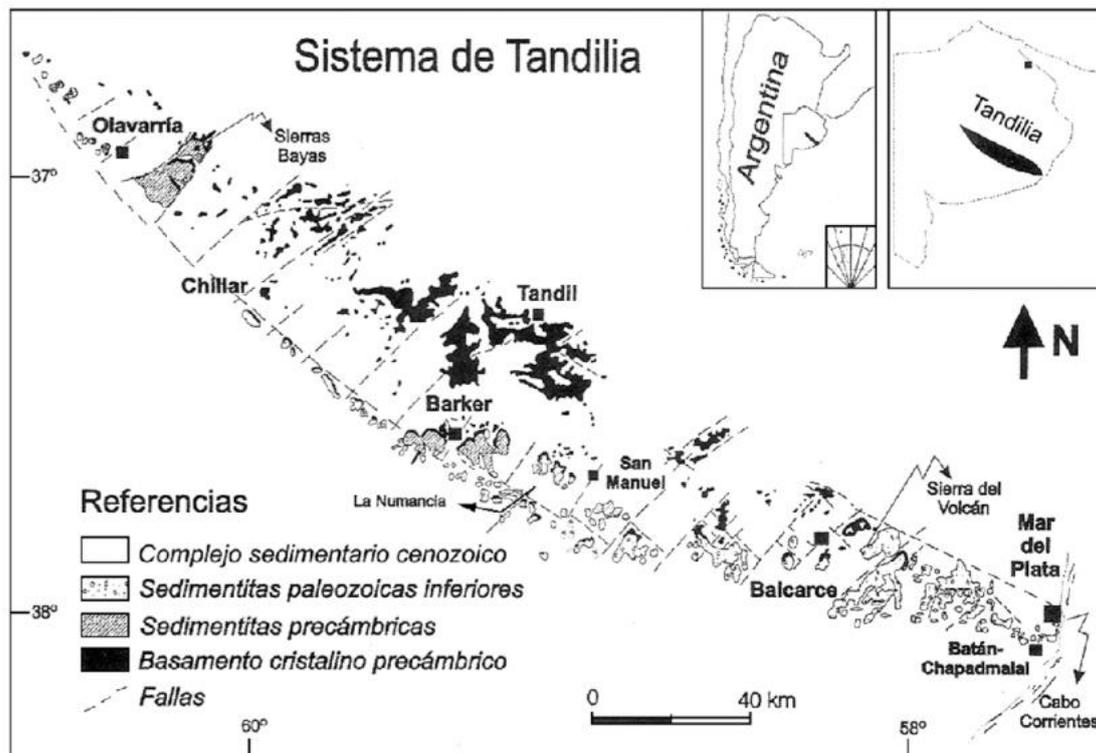


Figura 9. Principales unidades geológicas de Tandilia. Tomado de Martínez (2007).

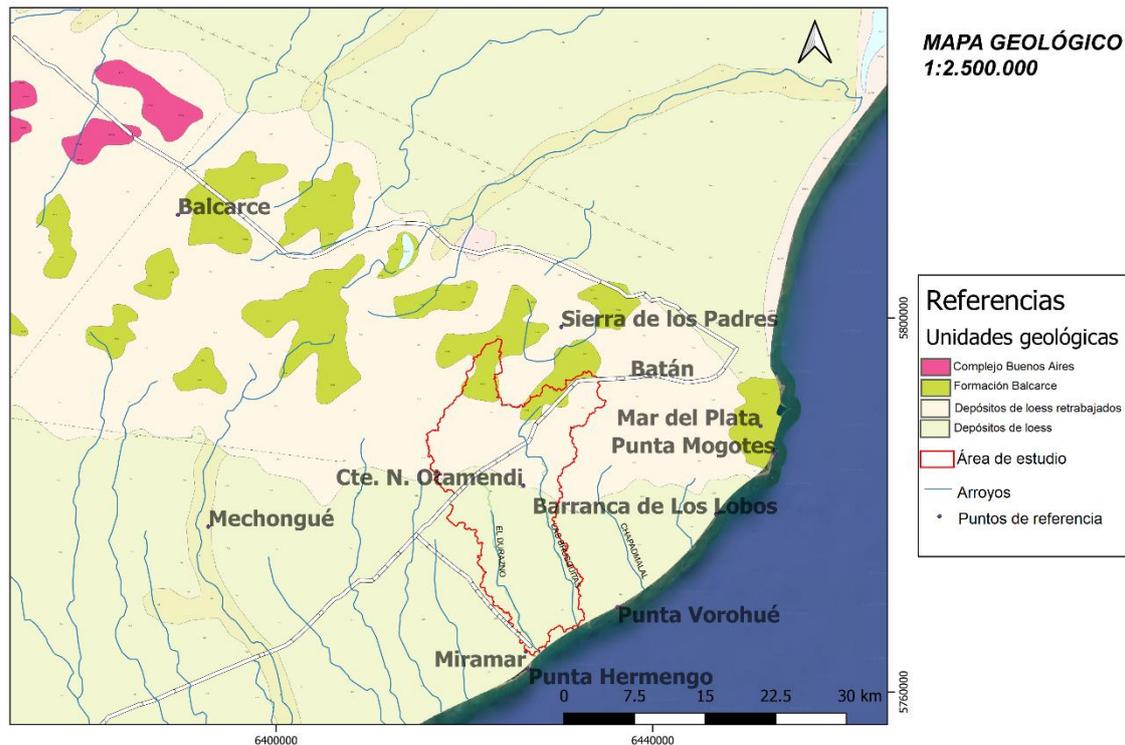


Figura 10. Mapa geológico de la zona. Modificado de (Mapa Geológico de La República Argentina. Escala 1:2.500.000., 1997).

La posición estratigráfica de la Formación Balcarce es discordante y transgresiva sobre unidades precámbricas. Su espesor promedio es de 75 a 90 m, pero llega a 450 m en el subsuelo sobre la costa atlántica (perforación de Punta Mogotes, 1937). Se compone esencialmente de ortocuarcitas, conglomerados finos y pelitas caoliníticas intercaladas. Los estratos varían entre 0,3 y 1,5 m, presentando numerosa estratificación cruzada, laminación convexa, óndulas de corrientes y en parte estratificación gradada normal. Los trabajos sedimentológicos, permitieron reconstruir un paleoambiente sedimentario litoral, sublitoral, con fluctuaciones periódicas progradantes y de somerización. Las paleocorrientes (del Valle, 1990), en general unimodales, a veces bipolares, indican direcciones principales hacia el noroeste, suroeste y oeste (N 344°, 209°, 269°).

En la evolución tectosedimentaria, de acuerdo con lo interpretado por (Iñiguez et al., 1989), los movimientos del ciclo Brasiliano (Precámbrico superior, ca. 600 Ma) habrían producido importantes fallamientos en las rocas de la corteza sudamericana con la formación de un sistema de bloques, preservándose sólo en los sectores deprimidos la columna estratigráfica casi completa. Luego de la peneplanización de toda la región, que afectó el basamento cristalino del cratón del Río de la Plata y los remanentes de la cubierta precámbrica, se produjo la sedimentación silicoclástica madura del Paleozoico

inferior de la Formación Balcarce, en un ambiente de plataforma abierta dominada por mareas con el desarrollo de la icnofacies de Cruziana.

Depósitos cenozoicos: La nomenclatura de la estratigrafía del cenozoico en el área es muy confusa, debido a la homogeneidad de los depósitos (Figura 11). En este apartado, se sigue con la estratigrafía realizada por Isla et al. (2015) (Figura 12).

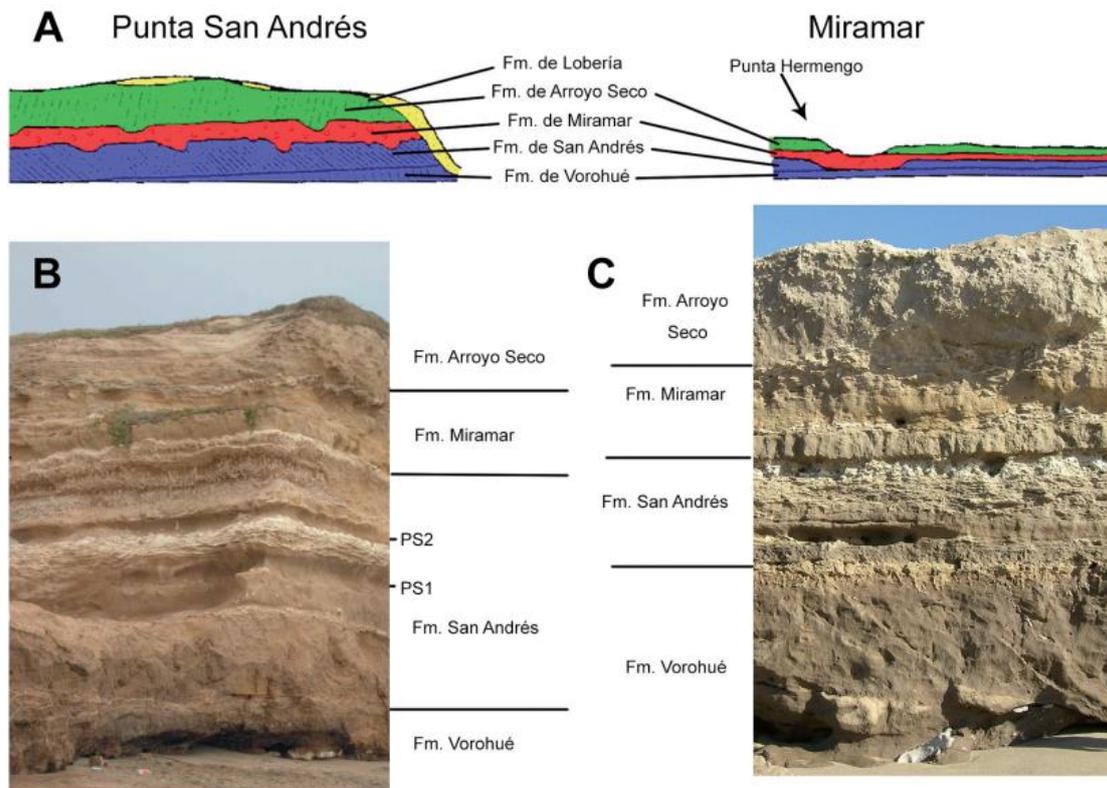


Figura 11. Unidades reconocidas en los acantilados costeros aflorantes en Punta San Andrés (B) y en Punta Hermengo, Miramar (C) (previo a la ubicación de bloques de cuarcita; ver Cenizo et al., 2011) (Fuente: imagen extraída de Soibelzon et al., 2019)

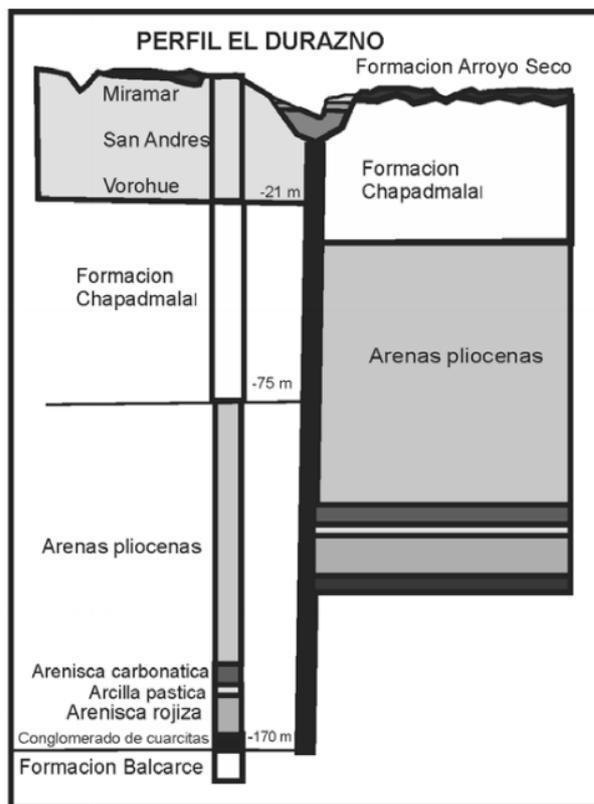


Figura 12. Perfil El Durazno. Fuente: imagen extraída de Isla et al., 2015.

En términos generales, los depósitos exhiben características litológicas que permiten interpretarlos como facies de ambientes ácuos y subordinadamente como facies eólicas primarias, incluyendo algunos niveles de tefra (Imbellone y Camilion, 1988). Un rasgo de la sucesión es la existencia de niveles con fragmentos sedimentarios fundidos de aspecto vítreo y vesicular, conocidos como escoria (Ameghino, 1909) que han sido interpretados como vidrios de impacto y han permitido calibrar la sucesión ya que se dataron con el método Ar/Ar (Schultz et al., 2006). La presencia de paleosuelos y de rasgos pedológicos en gran parte de las unidades de sedimentación es una característica de toda la sucesión sedimentaria. Las acumulaciones calcáreas (tosca) son típicas y exhiben morfologías muy variadas. Las estructuras biogénicas de vertebrados e invertebrados son muy frecuentes, incluyendo niveles con alto grado de bioturbación.

A continuación, se realiza una descripción general de las formaciones cenozoicas reconocidas y documentadas en la zona de influencia de este trabajo:

Arenas pliocenas: Existe mucha controversia en cuanto a la clasificación de estos depósitos. Frenguelli y Outes (1924) las asocian a las Arenas Puelches. Kraglievich (1952) opina que corresponden a depósitos continentales post mar Parariano, mientras que DYMAS (1974) les asigna un origen marino y una edad miocena.

Formación Chapadmalal: Según Kraglievich (1952), aflora principalmente en la zona de Barranca de los Lobos y en menor grado en Miramar (Punta Vorohué), aunque en ninguna de estas localidades lo hace en forma completa. Conserva su nombre del que propusiera Ameghino (1909) de "Piso Chapalmalense". Esta unidad presenta un espesor de 25 m y está compuesta por sedimentos loessoides finos a muy finos de aspecto grumoso. Se pueden distinguir dos tipos de bancos intercalados entre sí: bancos más potentes, conformados por arenisca fina a muy fina con poco "cemento pelítico" y abundantes canalículos radiciformes, y bancos de arenisca fina a muy fina de menor potencia, pero con mucho mayor contenido de "cemento pelítico".

Formación Vorohué: Esta unidad se apoya en discordancia erosiva ya sea sobre la Formación de Chapadmalal o sobre la Formación de Barranca de los Lobos. Se reconoce desde Arroyo Lobería hasta Punta Vorohué y su potencia total varía entre 4 y 6 m. Kraglievich (1952) señala que tiene una disposición ondulosa, siguiendo la topografía de la Formación de Chapadmalal, por lo que a lo largo del perfil su buzamiento asciende y desciende repetidamente (anticlinal Barranca de los Lobos - sinclinal Chapadmalal – anticlinal Miramar). Está dividida en cinco bancos que se caracterizan por su arreglo granocreciente (de arcillita a limolita arenosa), la participación de bancos calcáreos, así como también grandes masas de "tierra cocida" y camadas de acarreo fluvial. Aquí se encuentran grandes cuevas de mamíferos, con un diámetro de hasta 1 m.

Formación San Andrés: Esta unidad es aproximadamente equivalente a la ingresión marina denominada "Interensenadense" del subsuelo de Buenos Aires. La Formación de San Andrés se apoya en discordancia sobre las depresiones de la Formación de Vorohué, adoptando una geometría lenticular de gran escala. Su potencia máxima es de 5-6 m. Aflora entre Arroyo Lobería y Punta Vorohué y en Miramar. Kraglievich (1952) propone un origen netamente subaéreo para esta unidad que, al igual que la Formación de Chapadmalal, presenta una alternancia de bancos delgados y potentes. Los últimos están compuestos por arenisca fina a muy fina con un "cemento pelítico", derivado de cenizas volcánicas. Tienen un aspecto grumoso, presencia de conductos radiciformes y concreciones calcáreas de tipo nodular o ramificadas, poco abundantes. Los bancos

más delgados son de arenisca fina a muy fina con un mayor contenido de “cemento pelítico” y mayor porcentaje de concreciones nodulares, que aquí también son columnares. En el año 1959, Kraglievich unificó las Formaciones de Vorohué y de San Andrés en una sola formación denominada Vorohué.

Formación Miramar: Según Kraglievich(1952), esta unidad se depositó en el área de Punta Hermengo (Miramar), en una depresión generada por un cauce fluvial subparalelo a la costa (perteneciente a un sistema de drenaje anterior al actual). Esta depresión yace sobre la costra calcárea del techo de la Formación Vorohué, ya que la Formación de San Andrés ha sido erosionada. Fuera de depresión esta formación yace sobre la Formación de San Andrés en relación de discordancia. De acuerdo a Kraglievich (1952), esta formación tiene una potencia máxima de 3 m y se compone de sedimentos de origen fluvio-lacustre irregularmente estratificados en los que se distinguen: conglomerados de fenoclastos de limolita endurecida de terrenos vecinos “cementados por limo-arcilloso”, lentes de limolita muy arcilítica, camadas de acarreo fluvial compuestas de pequeños rodados de rocas de “origen lejano” (sierras de Tandilia) y camadas fluviales de trozos rodados de calcáreo y limolita endurecida (origen más cercano). En su techo se presenta un nivel de costra calcárea.

Formación Arroyo Seco: Para Kraglievich (1952), la Formación Miramar fue muy erosionada al terminar su depositación debido a un evento epirogénico relacionado a la orogenia andina, lo que propició su completa erosión desde el área sur de Mar del Plata hasta los alrededores de Miramar. Es por esto que la unidad suprayacente, la Formación de Arroyo Seco, se apoya indistintamente, mediante discordancia erosiva, sobre las Formaciones de Vorohué, San Andrés y Miramar con una potencia promedio de seis metros. Las características de esta unidad pueden estudiarse bien entre Arroyo Lobería y Punta Vorohué. El autor dividió a la unidad en dos secciones: una inferior, de mayor potencia, conformada por limolitas loessoides pardas, amarillentas y grisáceas en cuya base se diferencia un banco arenoso y en cuyo techo se identifica un nivel de ceniza volcánica. La sección superior está compuesta por camadas de acarreo fluvial (sus direcciones son diferentes a la de la red de drenaje actual), limolitas arcilíticas verdosas de origen lacustre y loess pardo con tabiques y vetas calcáreas que conforman el tercer nivel de costra calcárea del perfil general.

En el año 1953, Kraglievich hizo una corrección y dividió a la Formación de Arroyo Seco en dos formaciones: Formación Arroyo Seco y Formación Santa Isabel.

Cabe aclarar, debido a que se trata de un estudio enfocado a la hidrogeología de la zona, que excepto la Formación Arroyo Seco, las demás formaciones corresponden al denominado Pampeano por Frenguelli (1957). Por su parte la Fm. Arroyo Seco corresponde al Post-Pampeano. Desde el punto de vista hidrogeológico y como se puede observar en la descripción la gran similitud de las formaciones hacen que sean consideradas como una única unidad hidrogeológica.

La evolución geológica durante el cenozoico ha sido documentada por Pascual et al., (1965) considerando 4 subciclos sedimentarios.

El ciclo sedimentario del cenozoico tardío continental se vincularía con la prefase del tercer movimiento de la orogenia andina, cuyo primer efecto habría sido el comienzo de la regresión del mar paranense. Los cuatro intervalos estratigráficos analizados de la sucesión, separados por discordancias, indicarían la existencia de respectivos ciclos de sedimentación de menor jerarquía. Los factores de control son aún desconocidos, podrían haber sido tectónicos y/o climáticos. En el caso del clima, el proceso de sedimentación tuvo lugar en condiciones que variaron a lo largo del tiempo. La tendencia progresiva fue hacia el enfriamiento y la aridización, dominante durante el cuaternario, con alternancia de condiciones más húmedas y cálidas.

La naturaleza volcano-piroclástica de los materiales de procedencia andina ha sido relativamente constante. La sedimentación ha estado relacionada con agentes fluviales o bien cuerpos de agua. Las facies eólicas conforman una proporción subordinada del registro, haciéndose dominante en la última parte de la última glaciación.

La existencia de niveles de paleosuelos a lo largo de toda la sucesión desde el Mioceno hasta el Holoceno, señala un proceso de sedimentación episódico, con intervalos durante los cuales la pedogénesis fue dominante con respecto a la sedimentación y erosión. Sin embargo, algunas secciones pliocenas y pleistocenas permiten inferir intervalos en los que los procesos de sedimentación y pedogénesis actuaron simultáneamente. El resultado es una secuencia sedimento-pedológica o pedosedimentaria lo que explica la ubicuidad de rasgos pedológicos en determinados intervalos estratigráficos.

Primer subciclo: Comienza a partir de algún momento del Mio-Plioceno (¿7-6 Ma?), una amplia región del positivo bonaerense deja de constituir un área de almacenamiento de sedimentos, se inicia un extenso periodo de estabilidad que continúa hasta el cuaternario tardío, evidenciado por potentes costras calcáreas que rematan las sucesiones terciarias del sur provincial, estas constituyen secuencias estratigráficas condensadas que representan un hiatus estratigráfico de varios millones de años. Solo

los valles fluviales habrían funcionado como áreas locales de almacenamiento de sedimentos en determinados lapsos, aquellos correspondientes a los intervalos de agradación que siguieron a los episodios de reactivación de las redes de drenaje con formación de terrazas.

Segundo subciclo: posterior a los 7-6 Ma, está representado por la depositación del paquete sedimentario portador en parte de faunas “huayquerienses”, “montehermosenses” y “chapadmalenses”. Las costras de tosca que rematan el perfil señalarían un segundo hiatus estratigráfico muy prolongado, aunque de menor duración que el registrado por la costra del techo del mioceno tardío.

Tercer subciclo: comenzaría con posterioridad a los 3.2 Ma.; el inicio está marcado por una fuerte reactivación de los sistemas fluviales, quizás vinculada con actividad tectónica y se prolonga hasta el pleistoceno tardío. Habría tenido su mayor grado de expresividad en la cuenca tectónica del Salado.

Cuarto subciclo: iniciado en la segunda mitad del pleistoceno tardío, se corresponde con la última reactivación geomorfológica que generó la elaboración de los valores actuales. Hipotéticamente se plantea un control tectónico (“el levantamiento post-bonaerense”) como el probable factor de control. Los cambios climáticos del último ciclo de glaciación han ejercido un control importante en las variaciones de las tasas eólicas y aluviales de sedimentación y la tasa pedogenética. Regionalmente los depósitos eólicos exhiben mayores espesores en los valles colectores del positivo bonaerense, donde se interdigitan particularmente en los sectores de pendiente. En esa región, el episodio del Holoceno medio-tardío está documentado por mayores potencias que en el norte bonaerense.

Las secuencias aluviales y eólicas del subciclo reflejan patrones regionales. Durante el Pleistoceno tardío, las facies fluviales, señalarían condiciones de mayor disponibilidad de agua en el noreste en relación con el extremo oeste-sudoeste, lo que indicaría la existencia de gradientes climáticos. En el caso de los depósitos eólicos, los depósitos arenosos del oeste, sudoeste y sur son facies proximales que exhiben un comportamiento perimetral al Positivo bonaerense y las del noreste, facies distales. Los estudios composicionales señalan un aporte más complejo en el noreste bonaerense en relación con el sur, con materiales procedentes, además de los Andes, de Sierras Pampeanas, macizo brasilero y quizás Uruguay. Con estos depósitos eólicos se reinicia el registro estratigráfico en el sur bonaerense.

CAPÍTULO 4

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA



4 Caracterización geomorfológica

La geomorfología es el estudio de las geoformas y los procesos que modelan continuamente la superficie terrestre. En este sentido, es importante analizar las características, naturaleza y evolución de las geoformas, teniendo en cuenta que éstas se encuentran expuestas permanentemente a la interacción de fuerzas endógenas y exógenas que, en diferentes formas y magnitudes, se encargan de transformarlas a través del tiempo (Solarte Cruz y Narvaez Bravo, 2007).

La interpretación de la geomorfología tiene por finalidad la descripción de las formas del terreno, y la explicación de su génesis (origen), evolución a través del tiempo geológico, la definición de la naturaleza de los materiales, la clasificación de los paisajes según el proceso o agente natural dominante, composición, edad y explicación de la magnitud de los agentes y procesos geomorfológicos modeladores. El objetivo de esta sección es caracterizar el área de estudio desde el punto de vista geomorfológico, como un insumo base para el diseño del modelo hidrogeológico conceptual. Para realizar esta caracterización se aplicó la metodología desarrollada por el Centro de Investigación y Desarrollo de Información Geográfica (Colombia) CIAF (Villota, 1997). Dicho sistema clasifica jerárquicamente a las unidades de terreno, derivadas de la interpretación de los productos anteriores para obtener la identificación de geoformas. Tales unidades se establecen mediante el análisis integrado de geología y suelos que se enmarcan dentro de condiciones climáticas y de vegetación definida con la información teórica de los procesos geomorfológicos del sistema.

Las categorías o niveles jerárquicos, utilizadas en esta tesis, que propone esta metodología son de mayor a menor:

1. Provincia fisiográfica
2. Unidad climática
3. Gran paisaje
4. Paisaje

1. Provincia fisiográfica (1:1.000.000): Este es el nivel superior o de más alta generalización del sistema. Esta categoría corresponde a la región natural denominada región morfológica, en la que puede prevalecer una o más unidades climáticas; está constituida por conjuntos de unidades genéticas de relieve con relaciones de afinidad de tipo geológico, topográfico y espacial (Villota, 1997). Estas relaciones se refieren principalmente a la litología y estructuras predominantes en los relieves emergidos en

la orogénesis, ligados a procesos endógenos (tectodinámicos) que los generaron. Las relaciones topográficas se consideran a nivel de macrorrelieve, o sea, a nivel regional, mientras que las relaciones espaciales tienen que ver con la disposición de la unidad en el contexto medioambiental.

2. *Unidad climática*: Comprende aquellas tierras cuya temperatura promedio anual y humedad disponible son lo suficientemente homogéneas como para reflejarse en una génesis específica de los suelos, así como en la estructura, y en las especies vegetales y la ocupación del espacio geográfico a través del uso actual de la tierra.

3. *Gran paisaje (1:250.000)*: Corresponde con la unidad genética de relieve o ambiente morfogenético, que, de acuerdo con la estructura de este sistema de clasificación fisiográfica, debe estar cubierta jerárquicamente por una unidad climática. Bajo las condiciones anteriores, el gran paisaje comprende complejos de paisajes con relaciones de afinidad de tipo climático, geogenético, litológico y topográfico (Villota, 1997).

4. *Paisaje fisiográfico (1:100.000)*: Corresponde al cuarto nivel de generalización del sistema y es la unidad fisiográfica fundamental de los levantamientos semidetallados, tanto generales como exploratorios de suelos, por cuanto es a este nivel que se definen las clases de suelos (taxones), con características y propiedades comunes; de igual manera, en este nivel es donde se esperan comunidades vegetales relativamente homogéneas o usos similares de la tierra (Villota, 1997).

A continuación, los resultados de la aplicación de la metodología CIAF:

Provincia fisiográfica (1:1.000.000)

En el área se pueden distinguir dos provincias fisiográficas, por un lado, el sistema de Tandilia, que presenta cerros bajos y cumbres mesetiformes, con una altura aproximadamente de 200 m s.n.m. Se trata de una estructura en bloques hundidos y elevados que determinaron amplios valles transversales y longitudinales, y por el otro la pampa austral interserrana, compuesta principalmente de loess pampeano, se caracteriza por ser un relieve llano con suaves ondulaciones (Figura 13).

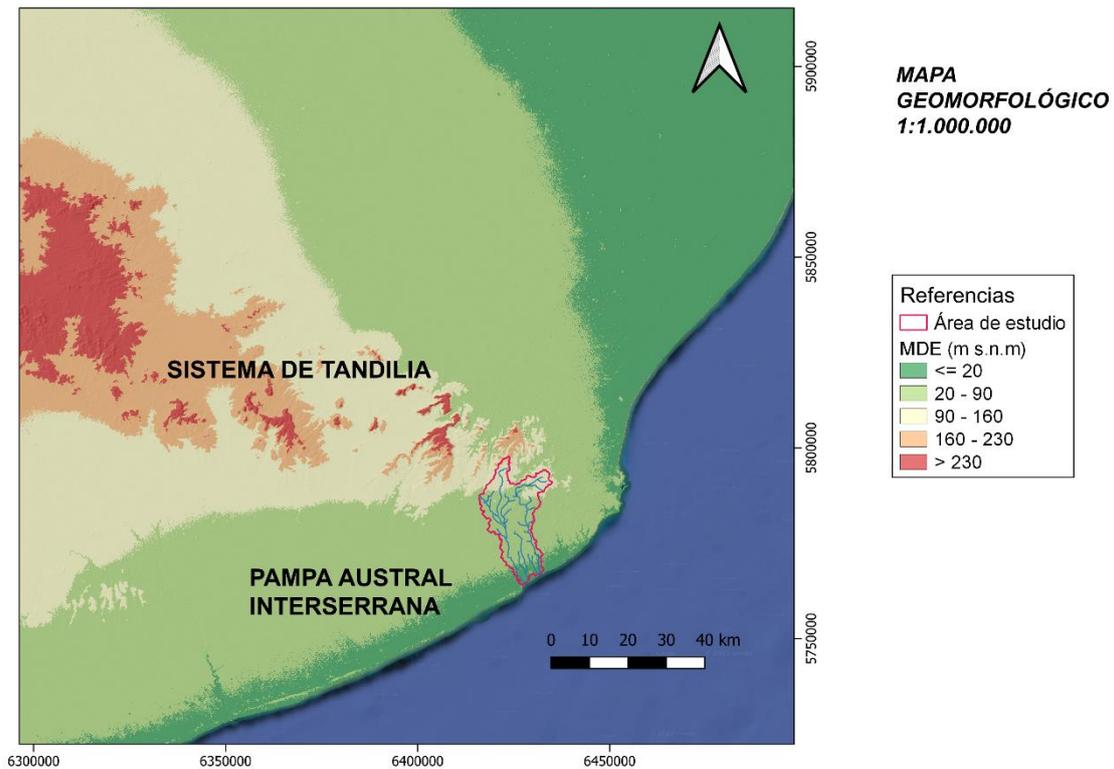


Figura 13. Mapa geomorfológico a escala 1:1.000.000. Modificado de: Instituto Geográfico Nacional, 2014.

Unidad climática (1:1.000.000)

El clima del área se caracteriza por ser templado húmedo con marcada influencia oceánica y predominio de vientos suaves provenientes del oeste y sudoeste, la influencia del mar junto a la presencia de masas de aire húmedas del Atlántico y en menor grado la latitud, provocan una ausencia de verano térmico (Capitanelli, 2008). Las precipitaciones medias anuales calculadas en esta tesis presentan un módulo pluviométrico de **928,4 mm** para el período 2000-2020. El balance hídrico para el mismo período, realizado mediante el método de Thornthwaite, ha permitido estimar que el 'exceso' de agua destinado a la recarga de los acuíferos tiene un valor promedio de **145,6 mm** anuales.

Gran paisaje (1:250.000)

La diferenciación se realizó en base a la pendiente y a la altura sobre el nivel del mar. Se pudieron diferenciar tres grandes paisajes (Figura 14).

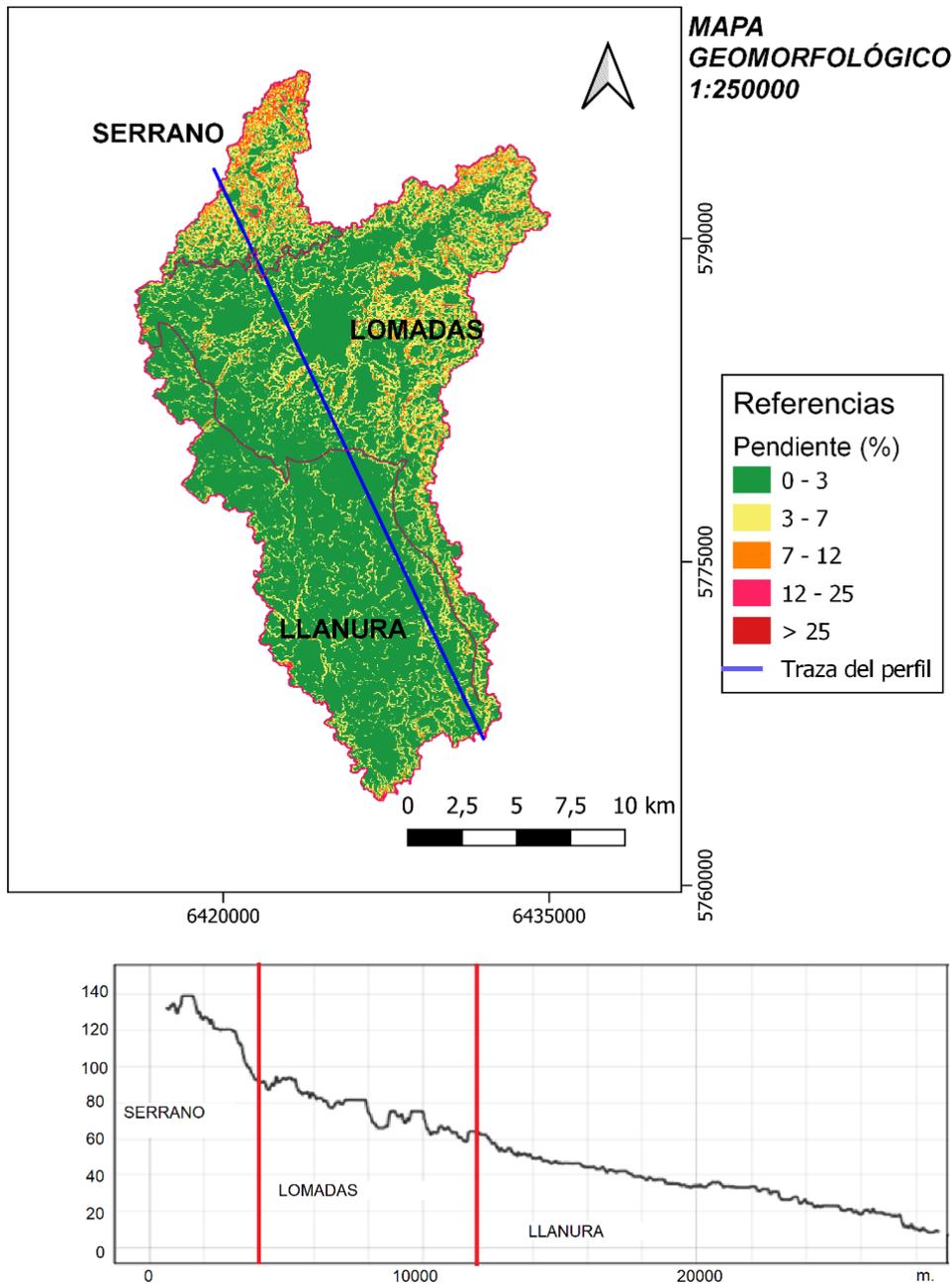


Figura 14. Mapa geomorfológico a escala 1.250.000. Fuente: Elaboración propia.

Estos son:

Serrano: se caracteriza por alturas mayores a 90 m s.n.m y pendientes mayores al 7%. Constituido por cuarcitas de la Formación Balcarce que se disponen de manera tabular, conformando cimas que le otorgan a las sierras formas mesetiformes. Sobre estas se depositan sedimentos eólicos recientes (Figura 15).



Figura 15. Vista a las sierras.

Lomadas: se caracteriza por alturas entre 60 y 90 m s.n.m y pendientes entre 3 a 7 % (Figura 16). Presenta dos unidades diferenciadas: por un lado, las lomas con control tectónico y por el otro, aquellas que presentan una cubierta eólica potente. La diferencia entre ambas se visualiza a partir de los valles fluviales que recorren el área que, en el primer caso, revelan un patrón regular con dirección noroeste-sudeste y noreste-sudoeste.



Figura 16. Vista de las lomadas.

Llanura: se extiende desde la cota de 60 m s.n.m hasta la cota 0 m s.n.m, las pendientes son menores al 3 % (Figura 17). Presenta un perfil suavemente cóncavo integrado por una planicie fluvial, bajos y lomas aisladas.



Figura 17. Vista de la llanura.

Paisaje fisiográfico (1:100.000)

Dentro del área se pueden distinguir 7 paisajes (Figura 18). Para definirlos se utilizó principalmente la cartografía de suelos realizada por el INTA a escala 1:50.000 en el partido de Gral. Alvarado.

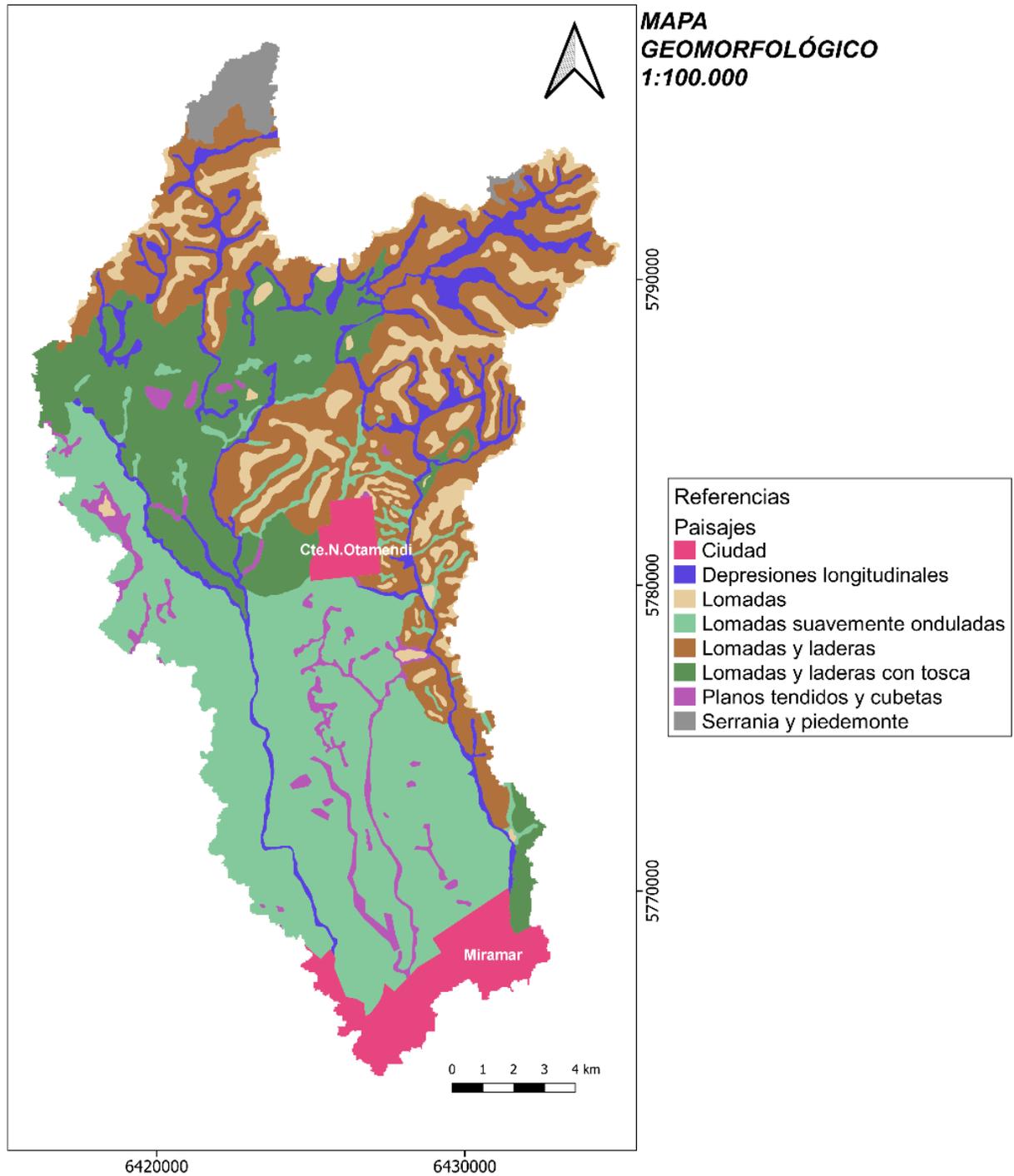


Figura 18. Mapa geomorfológico a escala 1:100.000. Fuente: modificado de: Ligier et al., 2016.

1. *Serranía y piedemonte*: rocas de la formación Balcarce y suelos poco profundos y pedregosos (Figura 15).
2. *Lomadas y laderas*: lomadas con pendientes fuertemente onduladas y desarrollo de suelos profundos (Figura 16).

3. *Lomadas y laderas con tosca*: lomadas con pendientes fuertemente onduladas en las que la formación de suelo está limitada por una capa de tosca a poca profundidad (Figura 19).



Figura 19. *Lomadas con tosca*.

4. *Lomadas*: lomadas con pendientes ligeramente onduladas. Suelos profundos con fuerte desarrollo.

5. *Lomadas suavemente onduladas*: lomas extendidas, suelos profundos con fuerte desarrollo.

6. *Planos tendidos y cubetas*: paisaje caracterizado por la baja pendiente (<1%), con suelos pobremente drenados (Figura 20).



Figura 20. Planos tendidos y cubetas.

7. *Depresiones longitudinales*: corresponde a bajos elongados y a los cauces de los cursos fluviales. Los suelos son hidro-halomórficos (Figura 21).



Figura 21. Sección alta del A° El Durazno

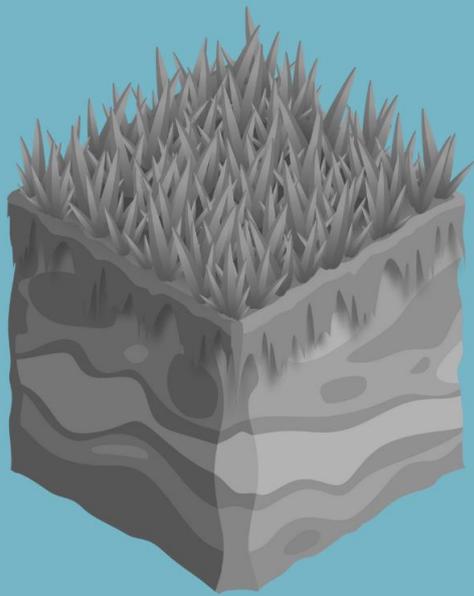
En la Tabla 2 se puede observar el resumen de las unidades geomorfológicas a distintas escalas en el área. El 1,9 % del área corresponde a serranía, el 54,1% a lomadas y el 38% a llanura.

Tabla 2. Resumen de las unidades geomórficas a distintas escalas en el área.

Provincia fisiográfica (1:1.000.000)	Unidad climática	Gran paisaje (1:250.000)	Paisaje (1:100.000)	Área	Porcentaje	
Sistema de Tandilia	Templado húmedo	Serrano	Serranía y piedemonte	6 km ²	1,9 %	
Pampa austral interserrana		Lomadas		Lomadas y laderas	77 km ²	24%
				Lomadas y laderas con tosca	51,7 km ²	16,1%
				Lomadas	25,5 km ²	8%
				Depresiones longitudinales	19,2 km ²	6%
		Llanura		Lomadas suavemente onduladas	107 km ²	33,4%
				Planos tendidos y cubetas	10,5 km ²	3,3 %
				Depresiones longitudinales	4,2 km ²	1,32 %

CAPÍTULO 5

CARACTERIZACIÓN DE SUELOS



5 Caracterización de los suelos

El suelo es un cuerpo natural, originado en la acción común de los materiales parentales, la topografía, el clima, los organismos (vivos y muertos), el tiempo y las actividades humanas (International Union of Soil Sciences (IUSS) Grupo de trabajo WRB, 2007).

En el sistema Tierra, el suelo o pedosfera, es una interfase donde interactúan diferentes partes del sistema tierra: la litosfera, la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. Es por ello, que a esta zona de interacción entre las diferentes esferas del sistema tierra se la denomina “zona crítica” (Wilding y Lin, 2006). Es debido a esto, que el suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno (Tarbuck et al., 2005).

El agua subterránea en el sistema bajo estudio, se origina principalmente por exceso de precipitación que infiltra de manera directa o indirecta en el suelo, por lo que el conocimiento del recurso suelo en términos de porosidad, permeabilidad y composición es muy importante en la elaboración de un modelo hidrogeológico conceptual. El flujo de agua y solutos en la zona no saturada está fuertemente influido por la macroporosidad del suelo, la cual puede ser evaluada y cuantificada a partir de técnicas micromorfológicas y el análisis de imágenes (Castiglioni y Morrás, 2021).

El análisis de los suelos del área consistió, en primera instancia, en la revisión de antecedentes. Se utilizó la cartografía realizada por INTA para la provincia de Buenos Aires 1:50.000 (Figura 22), observándose 15 unidades cartográficas de suelo distintas (Tabla 3) para el área.

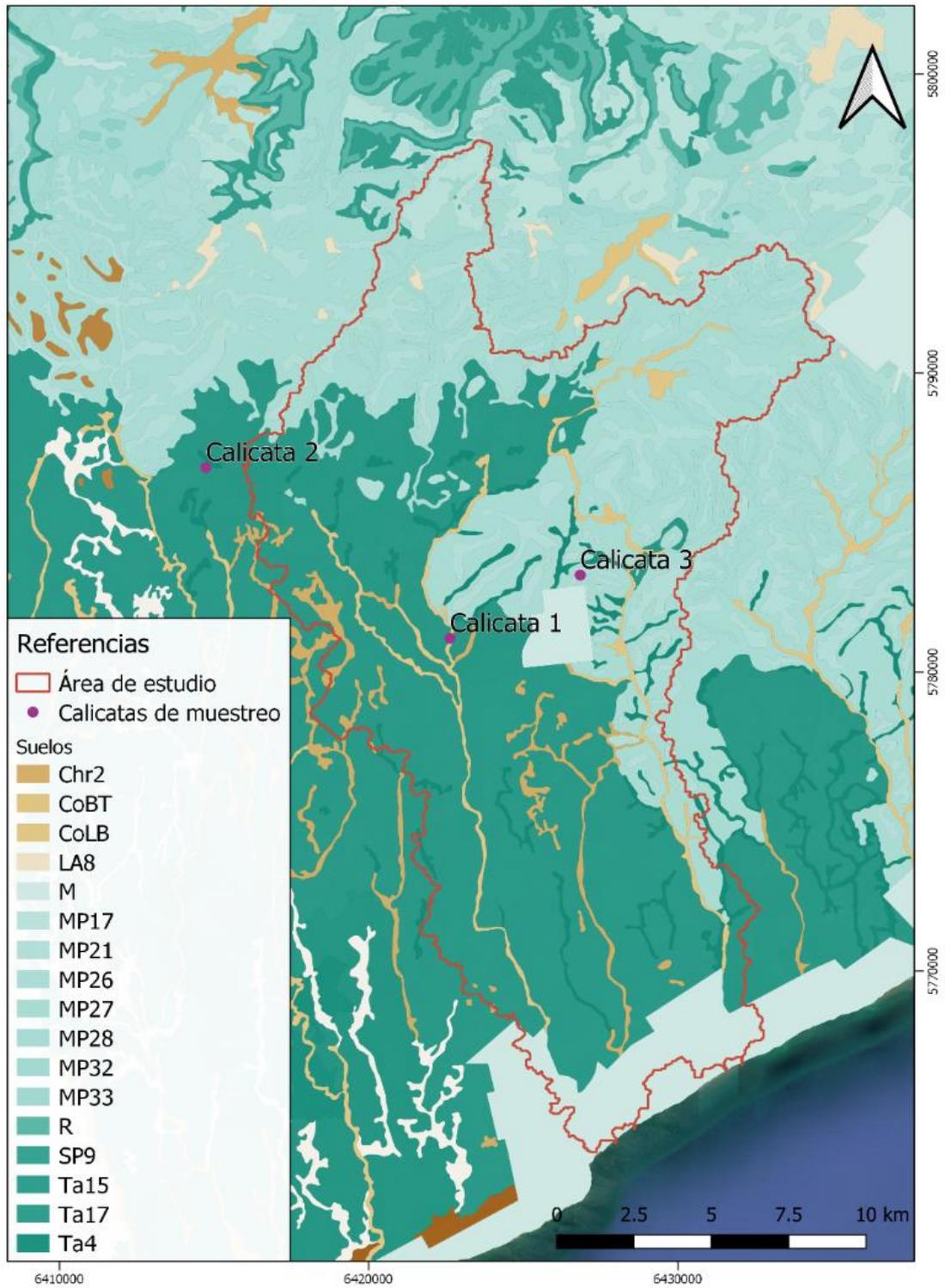


Figura 22. Cartografía de suelos del área de estudio y ubicación de las calicatas. Base: (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 1996).

Tabla 3. Unidades cartográficas del área de estudio.

Chr2	Complejo Series Chocorí (70%) y Lobería (30%)
CoBt	Grupo no diferenciado, Complejo anegable Batán (100%)
CoLB	Grupo no diferenciado. Complejo hidrohalomórfico La Ballenera (100%)
CoLB1	Grupo no diferenciado. Complejo hidrohalomórfico La Ballenera (100%)
LA8	Consociación Series La Alianza, fases muy rocosas (50%), La Alianza, pedregosa (50%)
LMa	Asociación Series La Malacara (35%), La Malacara, fase muy anegable y no sódico de superficie (35%) Mechongué (20%), Lobería (10%)
M	Misceláneas, Ciudades y poblados (100%)
MP19	Complejo Series Mar del Plata, fase moderadamente bien drenada y engrosada (70%), Tres Esquinas (20%) y Tres Esquinas, fase moderadamente profunda (10%)
MP21	Consociación Series Mar del Plata (90%), Tandil, fase moderadamente inclinada (10%)
MP27	Consociación Series Mar del Plata (50%), Mar del Plata, fase fuertemente ondulada y ligeramente erosionada (30%) y Tandil, fase parte superficial gruesa (20%)
MP28	Complejo Series Mar del Plata, fase moderadamente bien drenada (35%), Mar del Plata, fase engrosada (35%) y Tres Esquinas (30%)
Ta2	Complejo Series Tandil (35%), Azul (35%), Lobería (20%), Comandante Nicanor Otamendi (5%) y Mechongué (5%)
Ta3	Complejo Series Tandil (35%), Azul (25%), La Malacara (10%), Comandante Nicanor Otamendi (20%), Lobería (10%)
Ta4	Complejo Series Tandil, fase moderadamente bien drenada (50%) Tandil, fase engrosada (25%) y Lobería (25%)
Ta15	Complejo Series Tandil (60%), Azul (30%), Tandil, fase moderadamente bien drenada (5%) y Azul, fase moderadamente bien drenada (5%)
Ta17	Complejo Series Tandil (80%), Azul (15%), Tandil, fase moderadamente bien drenada (5%)
Chr2	Complejo Series Chocorí (70%) y Lobería (30%)
CoBt	Grupo no diferenciado, Complejo anegable Batán (100%)
CoLB	Grupo no diferenciado. Complejo hidrohalomórfico La Ballenera (100%)
CoLB1	Grupo no diferenciado. Complejo hidrohalomórfico La Ballenera (100%)
LA8	Consociación Series La Alianza, fases muy rocosas (50%), La Alianza, pedregosa (50%)
LMa	Asociación Series La Malacara (35%), La Malacara, fase muy anegable y no sódico de superficie (35%) Mechongué (20%), Lobería (10%)
M	Misceláneas, Ciudades y poblados (100%)
MP19	Complejo Series Mar del Plata, fase moderadamente bien drenada y engrosada (70%), Tres Esquinas (20%) y Tres Esquinas, fase moderadamente profunda (10%)
MP21	Consociación Series Mar del Plata (90%), Tandil, fase moderadamente inclinada (10%)
MP27	Consociación Series Mar del Plata (50%), Mar del Plata, fase fuertemente ondulada y ligeramente erosionada (30%) y Tandil, fase parte superficial gruesa (20%)
MP28	Complejo Series Mar del Plata, fase moderadamente bien drenada (35%), Mar del Plata, fase engrosada (35%) y Tres Esquinas (30%)

Ta2	Complejo Series Tandil (35%), Azul (35%), Lobería (20%), Comandante Nicanor Otamendi (5%) y Mechongué (5%)
Ta3	Complejo Series Tandil (35%), Azul (25%), La Malacara (10%), Comandante Nicanor Otamendi (20%), Lobería (10%)
Ta4	Complejo Series Tandil, fase moderadamente bien drenada (50%) Tandil, fase engrosada (25%) y Lobería (25%)
Ta15	Complejo Series Tandil (60%), Azul (30%), Tandil, fase moderadamente bien drenada (5%) y Azul, fase moderadamente bien drenada (5%)
Ta17	Complejo Series Tandil (80%), Azul (15%), Tandil, fase moderadamente bien drenada (5%)

5.1 Muestreo de suelo

Para los fines del estudio, las unidades cartográficas de suelo se agruparon en base a las series/complejos que mayor área ocupan. Dichas unidades fueron muestreadas para análisis macro y micromorfológico. En febrero de 2018 se realizaron 3 calicatas en estas series, su ubicación puede observarse en la Figura 22.

5.1.1 Descripción macromorfológica

Calicata 1. Unidad cartográfica CoLB. Las muestras de cada horizonte pueden observarse en la Figura 23.

Ubicación: Latitud 38° 7'7.54"S; Longitud 57°52'58.32"O

Relieve: Plano

Material originario: Loess

Vegetación: Duraznillo y menta (80%)

Drenaje: pobremente drenado

Horizonte 1.1: 0-23 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 10YR 4/1

Húmedo: 10YR 3/1

Textura: limoso

Estructura: granular, fina, moderada.

Consistencia: Seco: ligeramente dura

Húmedo: firme

Mojado: ligeramente adhesiva, ligeramente plástico

Presencia de raíces

Horizonte 1.2: 23-46 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: S: 10YR 6/2

H: 10YR 4/2

Textura: limoso

Estructura: masiva

Consistencia: Seco: blanda

Húmedo: friable

Mojado: ligeramente adhesiva, ligeramente plástico

Presencia de raíces

Horizonte 1.3: 46-80 cm de profundidad

Límite: --

Color: Seco: 10YR 4/2

Húmedo: 10YR 3/2

Textura: limoso

Estructura: masiva

Consistencia: Seco: blanda

Húmedo: firme

Mojado: ligeramente adhesiva, ligeramente plástico

Presencia de raíces

Observaciones: clastos de loess en todo el perfil



Figura 23. De izquierda a derecha. Horizontes 1.1, 1.2 y 1.3.

Calicata 2. Unidad cartográfica Ta17. La calicata 2 puede observarse en la Figura 24.

Calicata 2.

Ubicación: Latitud 38° 3'59.81"S; Longitud 57°58'19.79"O

Relieve: loma

Material originario: loess

Vegetación: cardos, gramíneas, achicoria (100 %)

Drenaje: bien drenado

Horizonte 2.1: Horizonte Ap

0-30 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 10YR 4/1

Húmedo: 10YR 2/1

Textura: limoso

Estructura: granular, media a gruesa, moderada a fuerte

Consistencia: Seco: dura

Húmedo: firme

Mojado: ligeramente adhesiva, ligeramente plástico

Presencia de raíces

Horizonte 2.2: Horizonte AB

30-55 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 7,5 YR 4/4

Húmedo: 10YR 5/4

Textura: limo arcilloso

Estructura: prismática, muy fina, fuerte

Consistencia: Seco: extremadamente dura

Húmedo: extremadamente firme

Mojado: adhesiva, plástico

Barnices: 40 % negros

Presencia de raíces

Horizonte 2.3: Horizonte B

55-100 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto
Color: Seco: 10YR 6/4
Húmedo: 10YR 5/4
Textura: limo arcilloso
Estructura: bloques angulares, media, fuerte
Consistencia: Seco: extremadamente dura
 Húmedo: extremadamente firme
 Mojado: muy adhesiva, muy plástico
Barnices: 10 % negros
Presencia de raíces

Horizonte 2.4: Horizonte C

100+ cm de profundidad
Límite: ----
Color: Seco: 10YR 8/1
 Húmedo: 10YR 7/3
Textura: limoso
Estructura: bloques subangulares, fina a media, moderada a fuerte
Consistencia: Seco: dura
 Húmedo: firme
 Mojado: adhesiva, plástico
Presencia de CO_3^{-2}

Subgrupo: Argiudol típico, fina, illítica, térmica



Figura 24. Calicata 2.

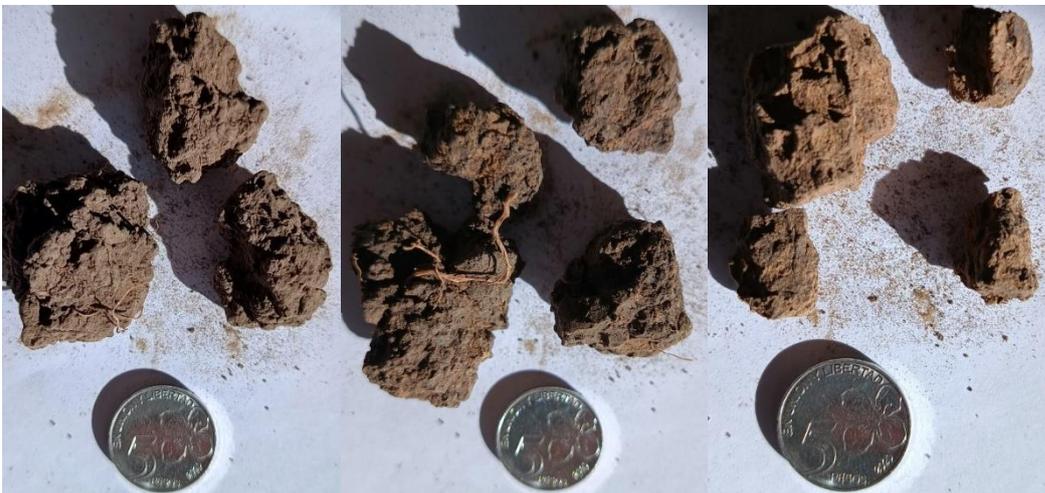


Figura 25. De izquierda a derecha. Horizontes 2.1, 2.2 y 2.3.

Calicata 3. Unidad cartográfica MP27. Las muestras de cada horizonte pueden observarse en la Figura 23.

Ubicación: Latitud 38° 6'0.28"S; Longitud 57°50'4.61"O

Relieve: loma

Material originario: loess

Vegetación: gramíneas (100%)

Drenaje: bien drenado

Horizonte 3.1: Horizonte Ap

0-20 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 10YR 4/2

Húmedo: 10YR 3/2

Textura: limoso

Estructura: bloque subangular, fina, fuerte

Consistencia: Seco: dura

Húmedo: firme

Mojado: ligeramente adhesiva, ligeramente plástico

Presencia de raíces

Horizonte 3.2: Horizonte BA

20-35 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 10 YR 5/4

Húmedo: 10YR 4/3

Textura: limo arcilloso

Estructura: bloques subangulares a primas, muy fina, fuerte

Consistencia: Seco: extremadamente dura

Húmedo: extremadamente firme

Mojado: adhesiva, plástico

Barnices: 40 % negros

Presencia de raíces

Horizonte 3.3: Horizonte B

55-100 cm de profundidad

Límite: suave y abrupto

Color: Seco: 10YR 6/4
Húmedo: 10YR 5/4
Textura: limo arcilloso
Estructura: bloques angulares, media, fuerte
Consistencia: Seco: extremadamente dura
Húmedo: extremadamente firme
Mojado: muy adhesiva, muy plástico
Barrices: 10 % negros
Presencia de raíces

Horizonte 3.4: Horizonte C

100+ cm de profundidad
Límite: ----
Color: Seco: 10YR 8/1
Húmedo: 10YR 7/3
Textura: limoso
Estructura: bloques subangulares, fina a media, moderada a fuerte
Consistencia: Seco: dura
Húmedo: firme
Mojado: adhesiva, plástico
Presencia de CO_3^{-2}
Subgrupo: Argiudol típico, franca fina



Figura 26. De izquierda a derecha. Horizontes 3.1, 3.2 y 3.3.

5.1.2 Descripción micromorfológica

La micromorfometría es la cuantificación de componentes o características micromorfológicas de las láminas delgadas (Stoops, 2003). La micromorfometría puede realizarse bien a partir de láminas delgadas, o bien obtenerse directamente de caras pulidas de bloques, sin necesidad de realizar la lámina (Poch, 2015).

Las técnicas de adquisición, proceso y análisis de imagen permiten el manejo de gran cantidad de información y la cuantificación de ciertos parámetros que pueden ser de gran ayuda para la interpretación de procesos. Pueden adquirirse imágenes directamente de la lámina o bloque pulido, del microscopio o del microscopio electrónico, en función de cuál sea el área elemental representativa (Protz y Vandenbygaart, 1998). El modo de observación depende de cuál es la unidad de fábrica a estudiar. Normalmente el objetivo de la investigación de un determinado rasgo o componente. En nuestro caso, nos enfocaremos en la porosidad.

5.1.2.1 Porosidad

La porosidad de un suelo es la cantidad de espacio vacío. Su mera existencia es de importancia fundamental desde un punto de vista ambiental global, dado que condiciona el ciclo del agua y, hasta cierto punto, la vida sobre la Tierra. La porosidad en los suelos tiene varios orígenes. Por un lado, se cuentan los procesos físicos de organización del suelo tales como los procesos de expansión-contracción en relación con las alternancias de humedecimiento y secado, la formación de lentes de hielo, o el colapso u obturación de poros mayores por deposición o precipitación de componentes sólidos. Por otro lado, se cuenta una variedad de procesos biológicos relacionados con el desarrollo y actividad de las plantas, la fauna y la microflora del suelo. Asimismo, la actividad del hombre a través de acciones diversas tales como el laboreo de suelos agrícolas, tiene una influencia marcada en la evolución de su porosidad. Si bien la porosidad del suelo constituye un espacio continuo, tanto a través del estudio directo o indirecto de la misma, a los poros se los considera como huecos simples, individuales, dado que, en la práctica, como por ejemplo desde el punto de vista hidráulico, los distintos tamaños de poros funcionan de manera diferente.

5.1.2.1.1 Porcentaje de espacios porosos

Para calcular el porcentaje de área correspondiente a los poros en cada horizonte muestreado se siguió siguiente metodología:

Se tomó una fotografía a cada corte mammut de suelo. Como los poros están teñidos con resina azul, se procesó la imagen en el software MATLAB con un algoritmo que detecta el color azul (Figura 27) (Anexo 2). El algoritmo devuelve la cantidad de píxeles identificados con el color azul. Se hace la relación entre el área de la imagen y el área en color azul para obtener el % de porosidad (Tabla 4).

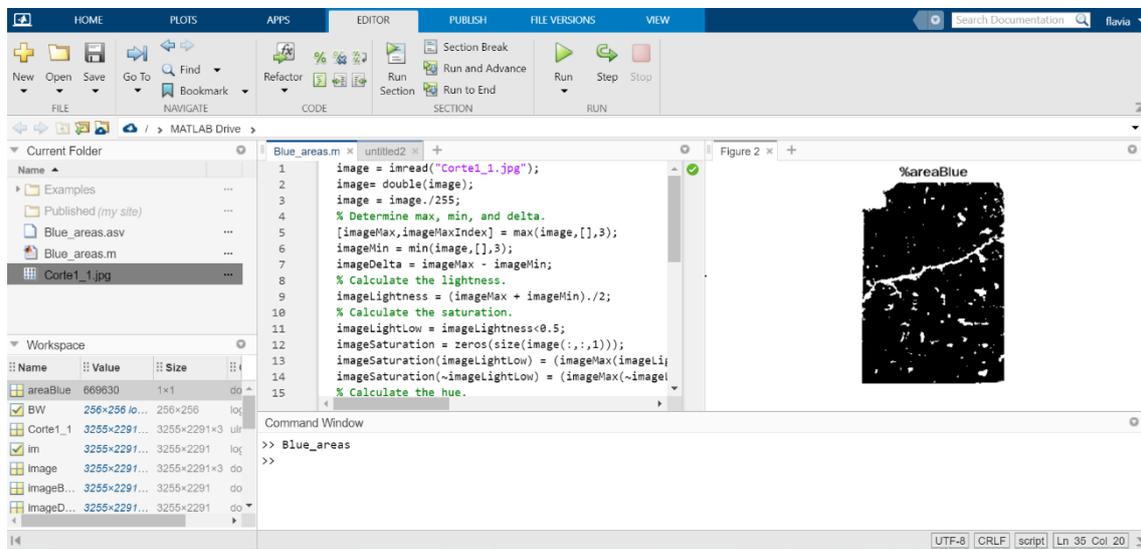
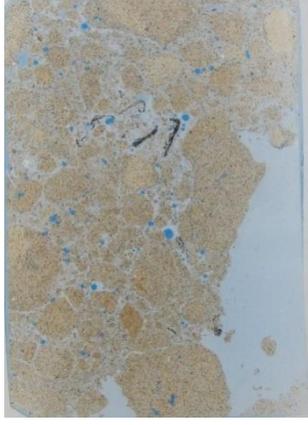
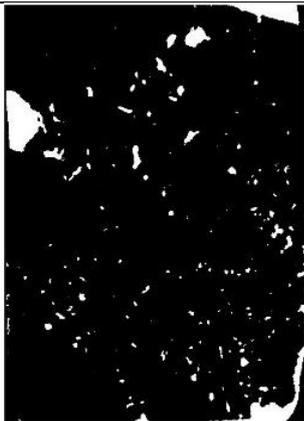


Figura 27. Ejecución del código para identificar el área azul en MATLAB.

Tabla 4. Resultados de la ejecución del algoritmo.

Muestra	Imagen del corte de suelo	Imagen filtrada	% de porosidad total
1.1 (Horizonte 1- Calicata 1)			8.98

<p>1.2 (Horizonte 2- Calicata 1)</p>			<p>37.41</p>
<p>1.3 (Horizonte 3- Calicata 1)</p>			<p>38.79</p>
		<p>Porosidad promedio</p>	<p>28.4</p>
<p>2.1 (Horizonte 1- Calicata 2)</p>			<p>10.42</p>
<p>2.2 (Horizonte 2- Calicata 2)</p>			<p>40.78</p>

<p>2.3 (Horizonte 3- Calicata 2)</p>			<p>38.29</p>
		<p>Porosidad promedio</p>	<p>29.8</p>
<p>3.1 (Horizonte 1- Calicata 3)</p>			<p>21.12</p>
<p>3.2 (Horizonte 2- Calicata 3)</p>			<p>19.58</p>
<p>3.3 (Horizonte 3- Calicata 3)</p>			<p>4.87</p>
		<p>Porosidad promedio</p>	<p>15.2</p>

Podemos observar que en las dos primeras calicatas la porosidad es menor en el primer horizonte, en el segundo presenta la mayor porosidad y en el tercero disminuye un poco. En la calicata 3 sucede lo inverso, la porosidad va disminuyendo con la profundidad.

CAPÍTULO 6

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA



6 Caracterización hidrogeológica

6.1 Ubicación de las capas del acuífero y del basamento hidrogeológico

Para definir la ubicación del basamento hidrogeológico y de las capas del acuífero, se realizaron, 4 sondeos eléctricos verticales (SEVs) y 2 perforaciones exploratorias que se sumaron a la información geológica antecedente obtenida de los pozos de la Cooperativa Dionisia de la ciudad de C.N. Otamendi, de la exploración geofísica del CIF (Consejo Federal de Inversiones) y del grupo de Hidrogeología (UNMdP), como también de los datos suministrados en las entrevistas por perforistas del área (Figura 28).

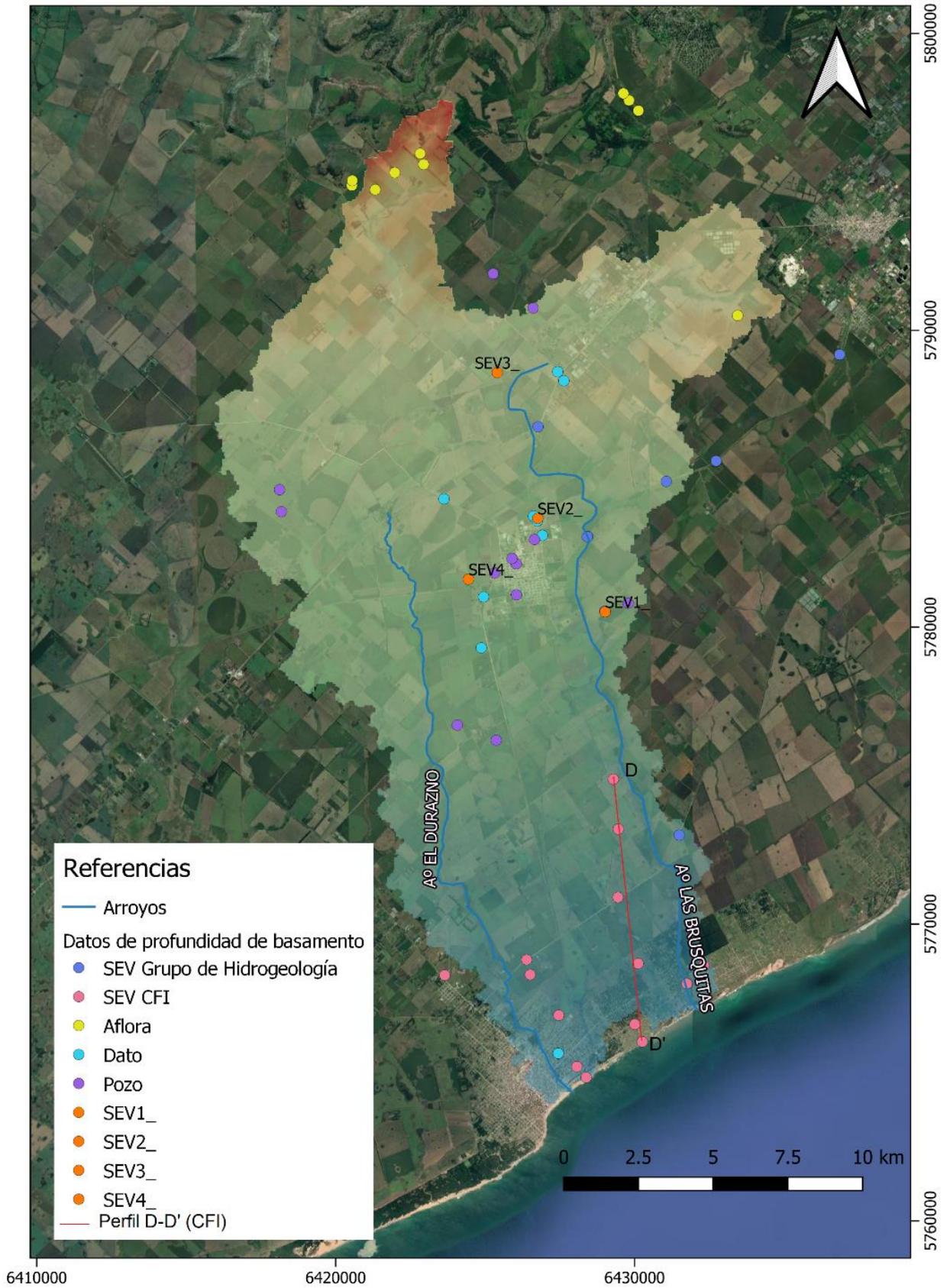


Figura 28. Distribución de datos de profundidad del basamento obtenidos a partir de SEVs, afloramientos, y datos suministrados por propietarios de pozos.

El CFI identificó 4 secciones geoelectricas, la primera con resistividades mayores a 20 $\Omega.m$, corresponde a las capas superficiales, con un espesor que no supera los 5m. La segunda capa, con resistividades entre 20 y 10 $\Omega.m$. La tercera capa presenta resistividades menores a 10 $\Omega.m$, que junto con la segunda capa corresponde a capas donde la fracción limo es preponderante. La cuarta capa, corresponde a capas arenosas con resistividades entre 10 y 20 $\Omega.m$. El sustrato resistivo, que contrasta con las anteriores indicaría la presencia del basamento conformado por las cuarcitas de la Fm. Balcarce (Figura 29 y Figura 30).

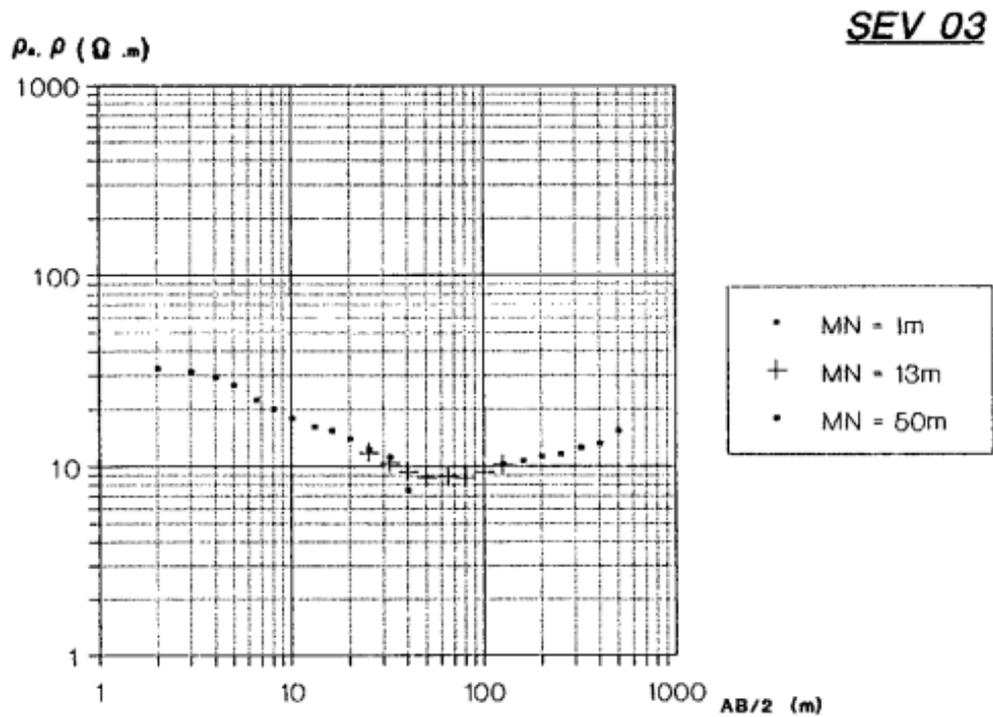


Figura 29. Curva representativa obtenida por el CFI (1995).

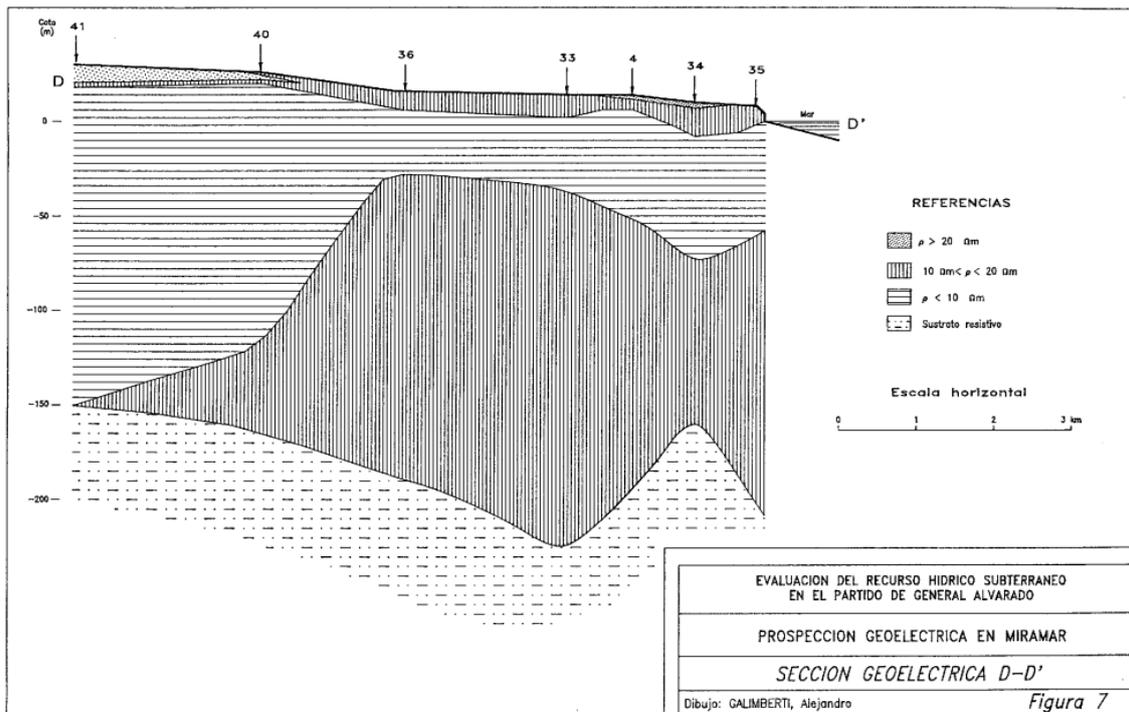
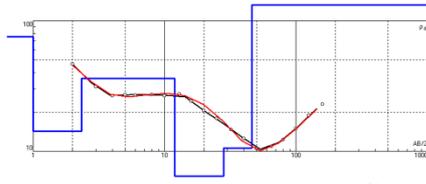


Figura 30. Figura tomada de: CFI(1995). La ubicación de SEV 41 es coincidente con la del pozo de muestreo G1112.

6.1.1 Resultados de los sondeos eléctricos verticales y profundidad del basamento

La Figura 31 muestra los resultados de la interpretación de los SEV y la profundidad del basamento estimada.

Curva SEV 1 ajustada tras ZOHDY



Error de ajuste: 3.99%

N/Resistividad/Espesor(h)/Profundidad(d)/Altura

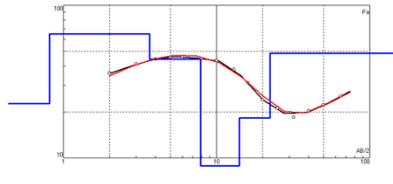
N	p	h	d	Alt
1	75.6	1	1	-1
2	14.3	1.33	2.33	-2.33
3	36.2	9.64	12	-11.97
4	3.69	16.2	28.2	-28.17
5	10.6	18.1	46.2	-46.22
6	343			

INTERPRETACIÓN DE LA TABLA:

Suelo actual y ZNS
Acuífero
Acuífero - Capa más resistiva
Acuífero - Capa más conductiva
Acuífero - Termina en el basamento (46.2 m prof.)
Resistividad del basamento

La profundidad del basamento final tras la interpretación y ajuste de la curva sería 46.2 m.

Curva SEV2_ ajustada tras ZOHDY



Error de ajuste: 2.5 %

N/Resistividad/Espesor(h)/Profundidad(d)/Altura

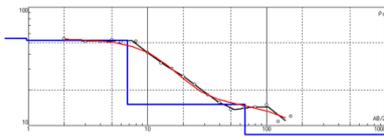
N	p	h	d	Alt
1	22.7	0.81	0.81	-0.81
2	64.9	2.85	3.66	-3.66
3	44.4	4.22	7.08	-7.079
4	6.54	6.17	14	-14.05
5	18.3	8.31	22.4	-22.36
6	48.5			

Interpretación de la tabla

Suelo actual
ZNS con tosca
Acuífero - Nivel resistivo por tosca?
Acuífero - Nivel más conductivo
Acuífero - Profundidad basamento (22.4 m)
Resistividad basamento

La profundidad del basamento final tras la interpretación y ajuste de la curva sería 22.4 m

Curva SEV3_ ajustada tras ZOHDY



Error de ajuste: 5.8%

N/Resistividad/Espesor(h)/Profundidad(d)/Altura

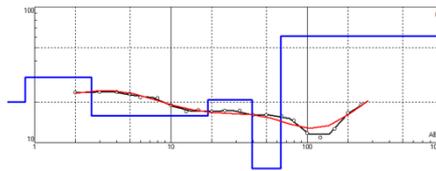
N	p	h	d	Alt
1	54.6	0.96	0.96	-0.96
2	52.6	5.81	6.77	-6.77
3	15.1	59.2	66	-66.01
4	8.34			

INTERPRETACIÓN DE LA TABLA:

Suelo actual
ZNS o espesor resistivo saturado
Acuífero

La profundidad del basamento final tras la interpretación y ajuste de la curva sería mayor a 66 m

Curva SEV4_ ajustada tras ZOHDY



Error en el ajuste: 5.61 %

N/Resistividad/Espesor(h)/Profundidad(d)/Altura

N	p	h	d	Alt
1	19.9	0.85	0.85	-0.85
2	30.4	1.77	2.62	-2.62
3	15.8	16	18.6	-18.64
4	20.7	20.7	39.3	-39.32
5	3.21	24.8	64.1	-64.1
6	61			

INTERPRETACIÓN DE LA TABLA:

Suelo actual
ZNS
Acuífero
Acuífero - Capa más resistiva
Acuífero - Capa más conductiva - basam. a 64m
Resistividad del basamento

La profundidad del basamento final tras la interpretación y ajuste de la curva sería 64 m

Figura 31. Interpretación de cada SEV.

La Figura 32 muestra la profundidad del basamento en relación con la superficie. Este mapa fue generado a través de la interpolación de los datos de profundidad obtenidos mediante sondeos eléctricos verticales, perforaciones realizadas y datos proporcionados por los propietarios, cuya distribución se ilustra en la Figura 28. Se puede observar en la parte alta de la cuenca una estructura de horst y graben, mientras que en la parte baja se profundiza hacia el sudeste. Esto también queda evidenciado en los perfiles geológicos (Figura 33) y el modelo 3D (Figura 34).

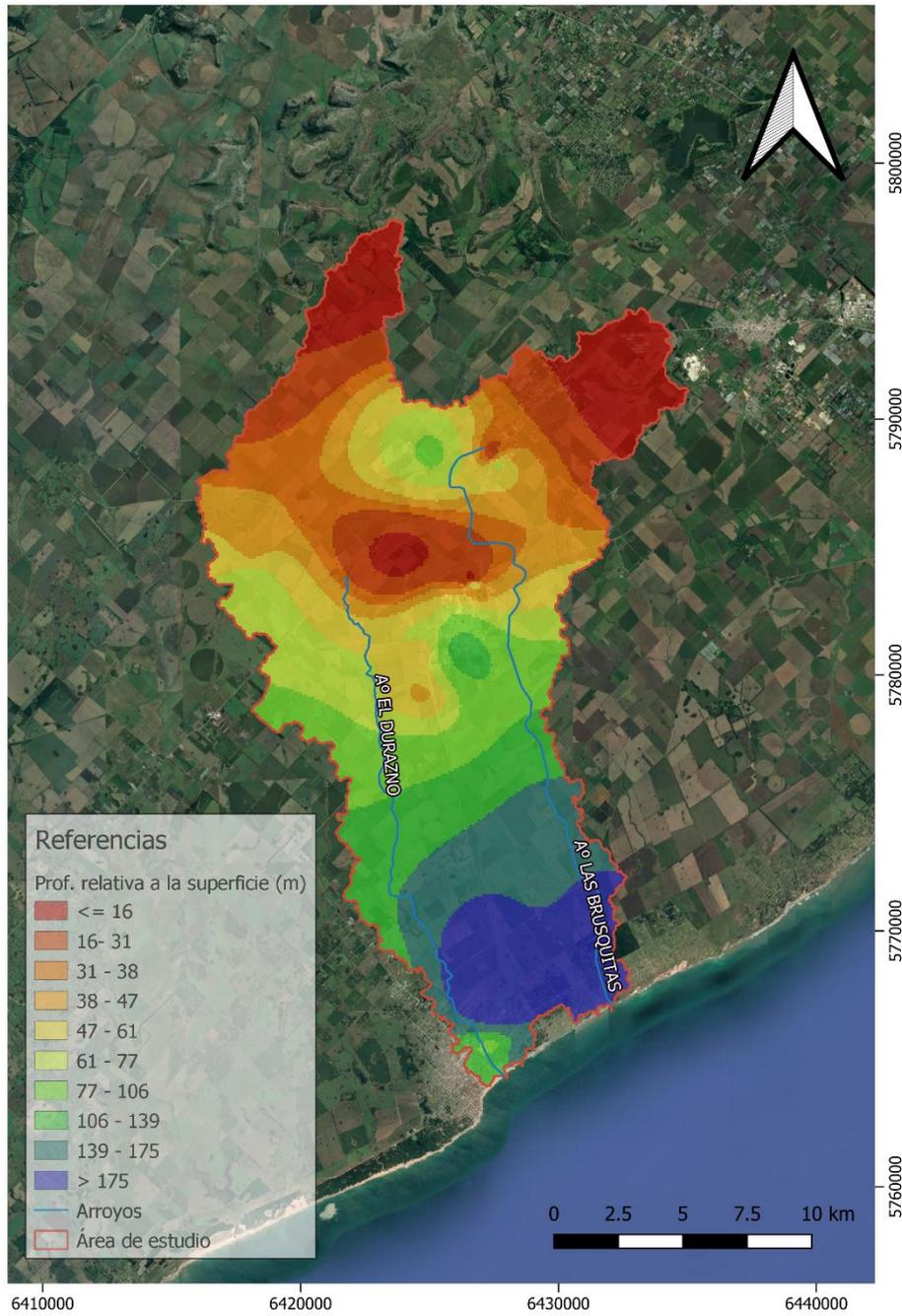


Figura 32. Profundidad del basamento relativa a la superficie

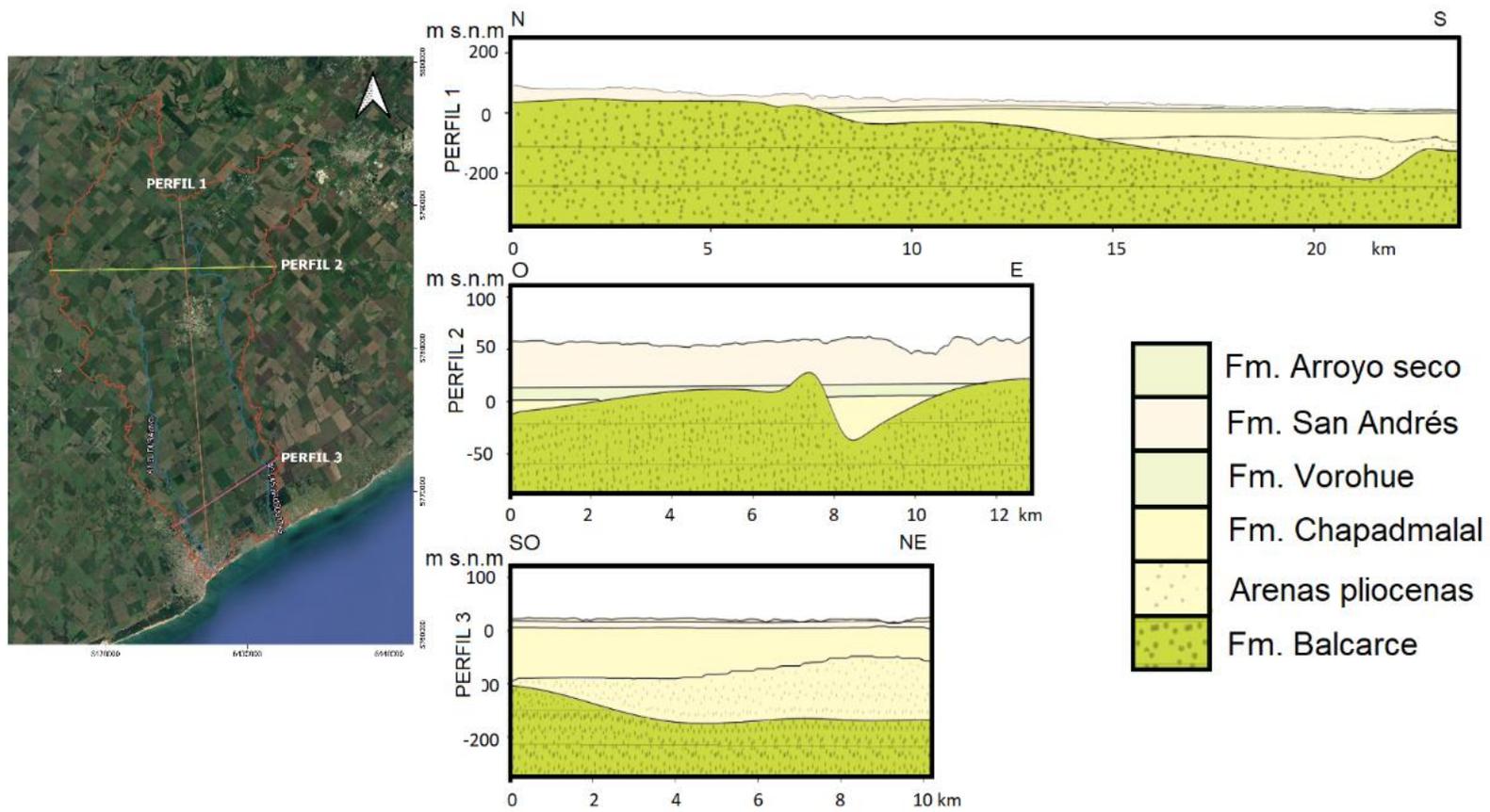


Figura 33. Perfiles geológicos.

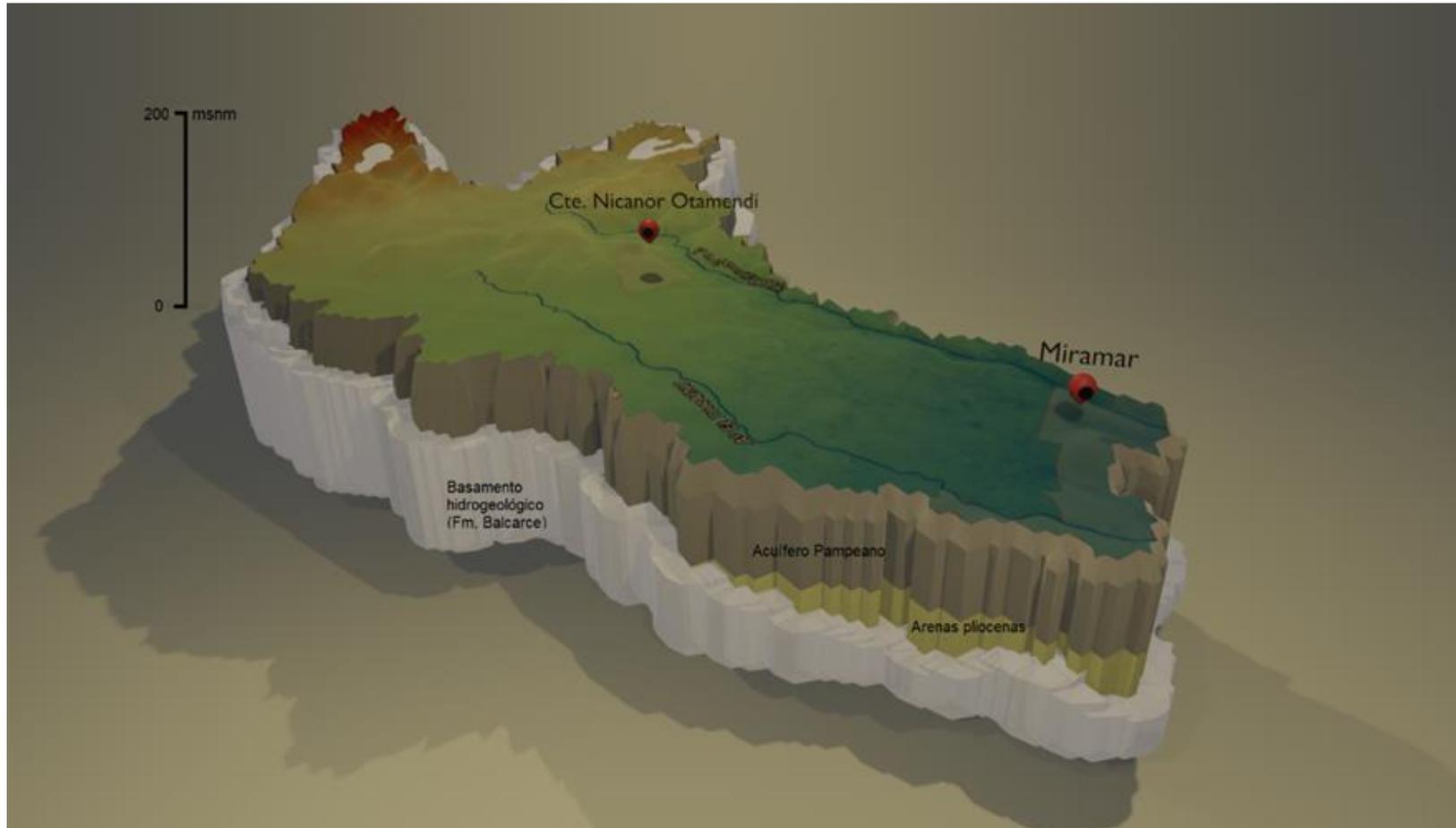


Figura 34. Modelo 3D esquemático de las capas del área.

6.2 Piezometría

La piezometría se refiere a la medición de las fluctuaciones de los niveles del agua subterránea, producidas, ya sea, por causas naturales como antrópicas. Para realizar la piezometría del área se realizó (en conjunto con el muestreo fisicoquímico e isotópico del agua) la medición de profundidad del nivel freático en el acuífero Pampeano (Figura 35). A su vez, se instalaron 4 equipos de medición automática continua de nivel. Todo ello con el fin de determinar las superficies piezométricas.

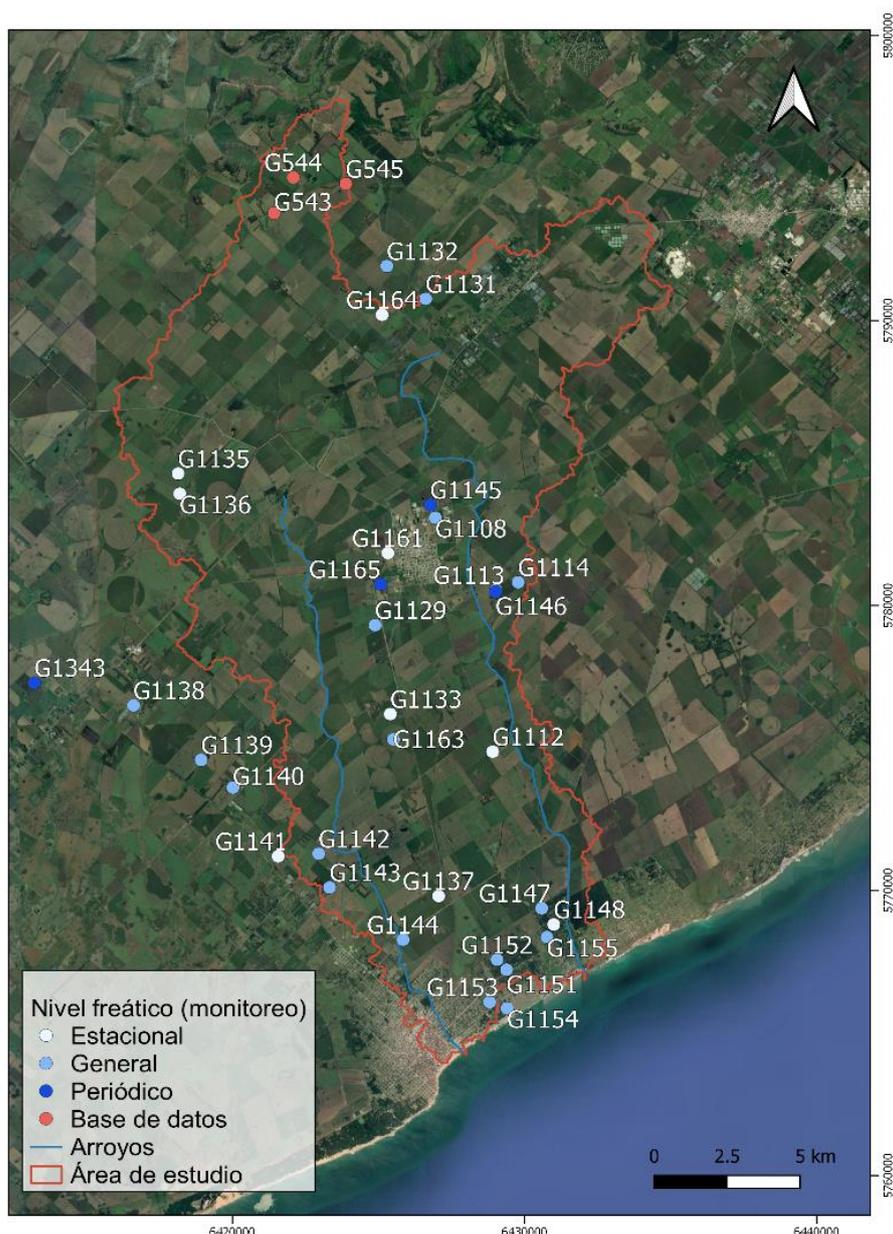


Figura 35. Ubicación de los puntos de medición del nivel freático.

Los pozos de medición automática se identifican de la siguiente manera:

G1145: equipo marca Gélica que realiza la medición del nivel cada hora (Figura 36 y Figura 37). Tomo datos desde el 21/12/2016 al 31/12/2020 (48 meses). G1146, G1165 y G1343: estaciones de monitoreo ambiental costero (EMAC), medición del nivel cada 10 minutos y los cuales podían observarse de manera online. G1146 tomó datos desde el 15/01/2017 al 30/06/2019 (25 meses). G1165 (Figura 38) tomó datos desde el 16/02/2018 al 13/09/2019 (19 meses). G1343, sigue en funcionamiento, los datos que se utilizaron de la misma van desde el 01/12/2018 al 10/03/2020 (26 meses).



Figura 36. Medición de nivel freático en pozo G1145.

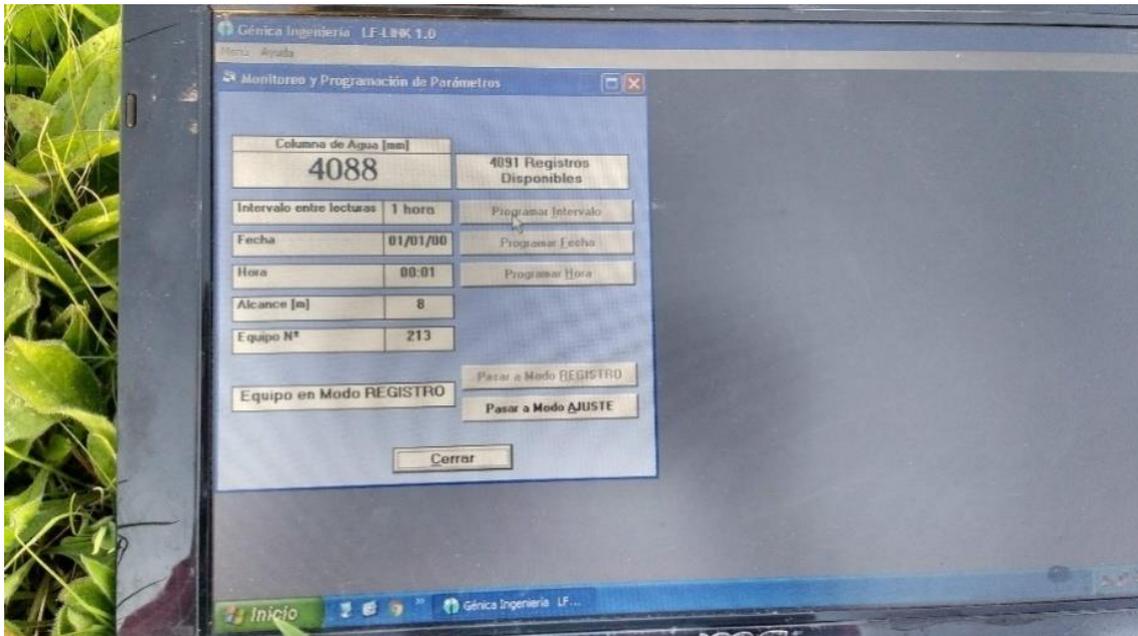


Figura 37. Interfaz para descarga de datos desde el software AQ.



Figura 38. EMAC Pozo G1165

Los datos de las estaciones de medición periódica, además, se utilizaron para definir la recarga al acuífero mediante el uso de la metodología de variaciones de nivel freático (Healy y Cook, 2002).

El valor promedio de la profundidad de los niveles freáticos medidos fue de 6,7 m, variando desde 0,8 m a 18,6 m (Figura 39). En el mapa equipotencial construido con los datos obtenidos entre junio de 2016 y mayo de 2017 (Figura 40) podemos observar que el sentido de flujo subterráneo tiene una dirección predominante de norte a sudeste, desde la zona serrana hasta la costa atlántica. Se observa que en las zonas donde el basamento hidrogeológico se encuentra más superficial, es decir el acuífero presenta menor espesor, las curvas equipotenciales presentar una menor separación. Este mapa permite inferir además el carácter ganador de los cursos superficiales en gran parte de su recorrido.

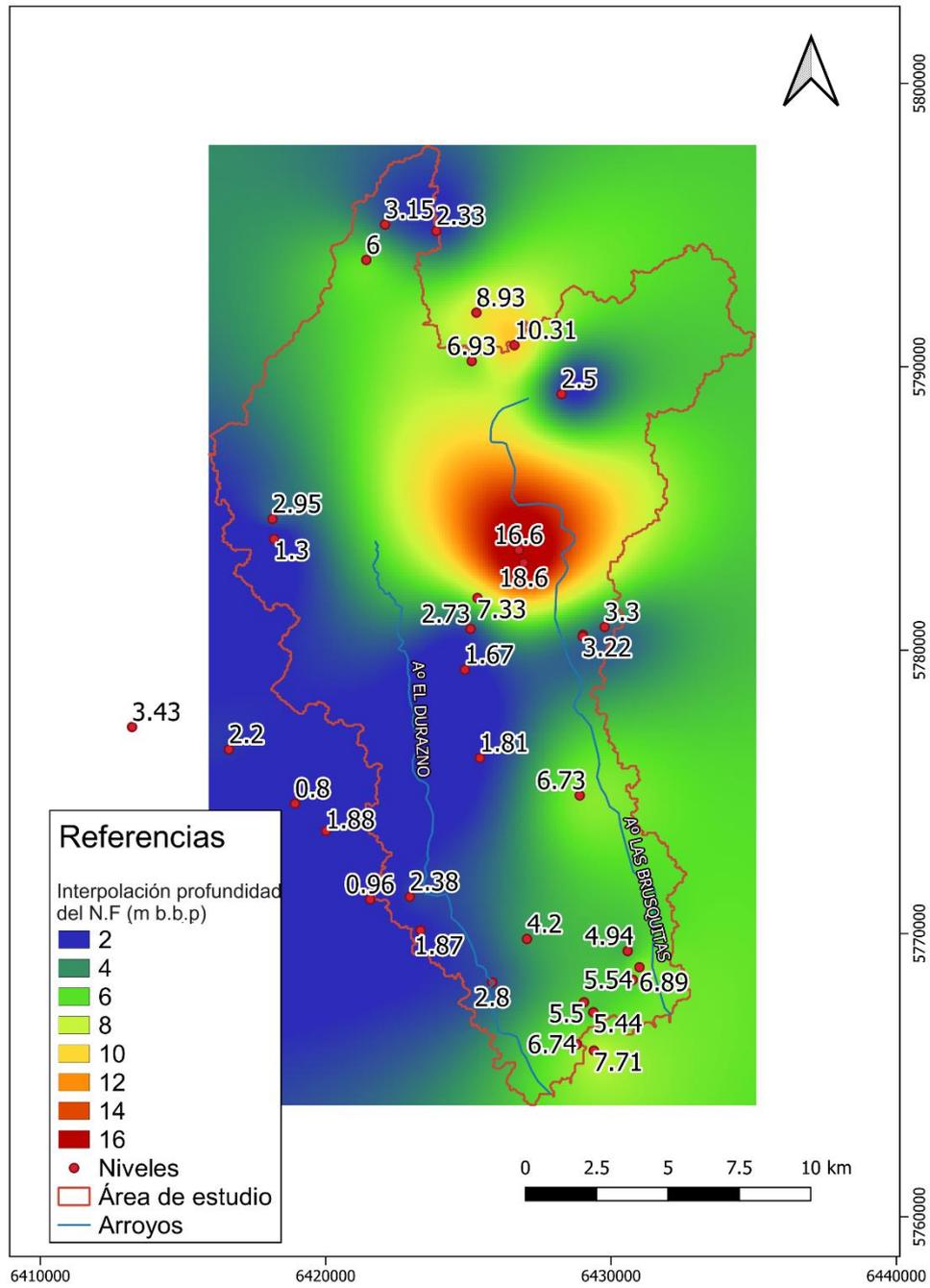


Figura 39. Valores de profundidad del nivel freático medidos en el área.

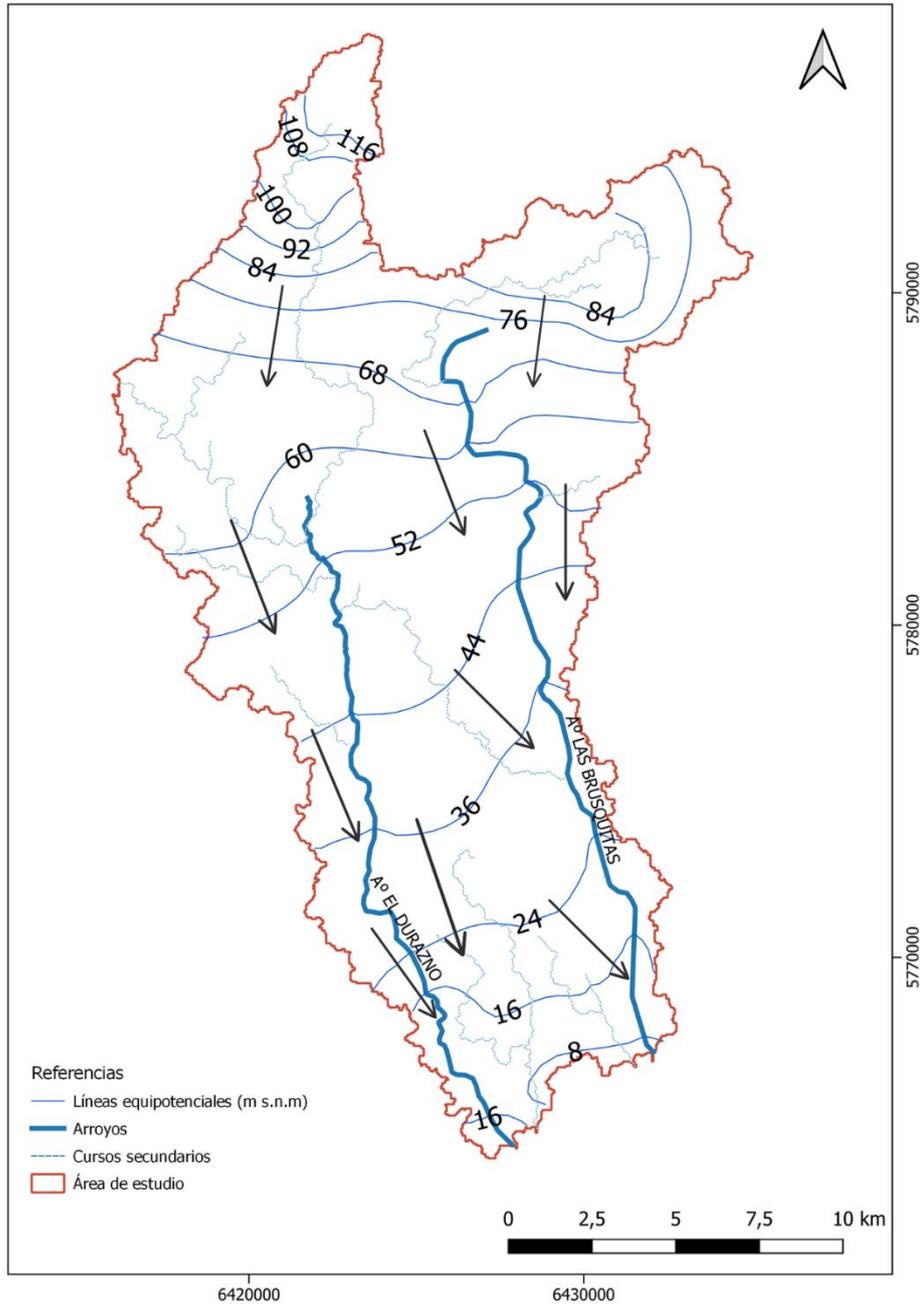


Figura 40. Superficie piezométrica del área.

Sobre el mapa equipotencial se calcula la velocidad de flujo utilizando la relación entre el gradiente del potencial y la velocidad del fluido. En un campo de flujo bidimensional, las líneas equipotenciales son aquellas donde el potencial es constante. La velocidad del flujo es perpendicular a estas líneas y su magnitud es proporcional al gradiente del potencial. La velocidad de flujo (\vec{v}) a través de un mapa equipotencial (Ecuación 4) se puede calcular utilizando la relación entre el potencial del flujo (ϕ) y el gradiente de ese potencial.

Ecuación 2. Velocidad del flujo subterráneo

$$v = -\Delta\phi$$

donde:

- \vec{v} es la velocidad del flujo.
- $\Delta\phi$ representa el gradiente del potencial de flujo ϕ .

6.2.1 Variabilidad estacional de la superficie piezométrica

Se seleccionaron 8 pozos representativos y sin impedimentos de acceso para observar la variabilidad estacional del nivel freático en el área (Figura 41). A estos datos se le sumaron los datos de las estaciones de medición continua. Las fechas de medición de nivel fueron: 7/3/2018 (verano), 18/5/2018 (otoño), 24/8/2018 (invierno) y 13/12/2018 (primavera).

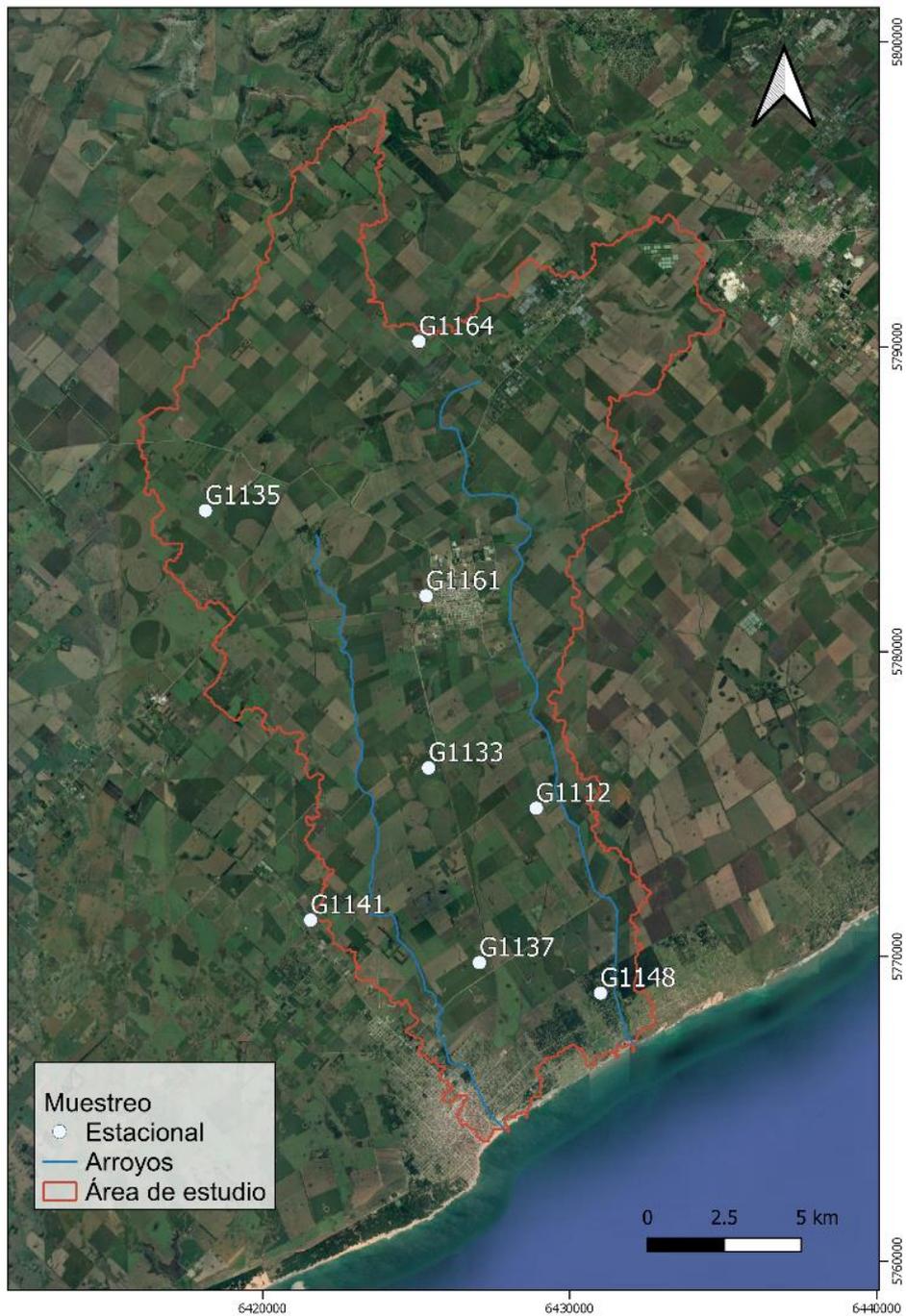


Figura 41. Red de monitoreo.

Los niveles freáticos más profundos se observan en el verano. En otoño, comienzan a subir para alcanzar las menores profundidades en invierno, en primavera comienzan a bajar nuevamente. El pozo G1145 se encuentra en un área de la cuenca que responde a la recarga de manera diferente (Tabla 5). También se observa que hay 3 grupos, en cuanto a las variaciones, un primer grupo donde los niveles son más superficiales y las diferencias entre invierno y primavera son de aproximadamente 1,4 m, otro donde se acercan al metro y las últimas difieren en aproximadamente 0,5 m (Figura 42).

Tabla 5. Datos de los niveles freáticos.

Fecha	G1161	G1164	G1136	G1141	G1148	G1112	G1137	G1133	G1146	G1145	G1165	G1343
7/3/2018	7,31	7	5,65	2,6	7,6	5,48	4,43	NM	2,24	16,62	3,38	3,53
18/5/2018	7,27	6,88	2	1,1	6,9	4,88	3,2	1,75	1,77	16,48	3,11	2,66
24/8/2018	7,14	6,64	1,85	0,86	6,6	NM	2,68	1,4	1,66	16,34	2,21	2,14
13/12/2018	7,59	7,21	3,26	2,3	7,21	5,69	NM	2,22	2,10	16,30	3,32	2,67

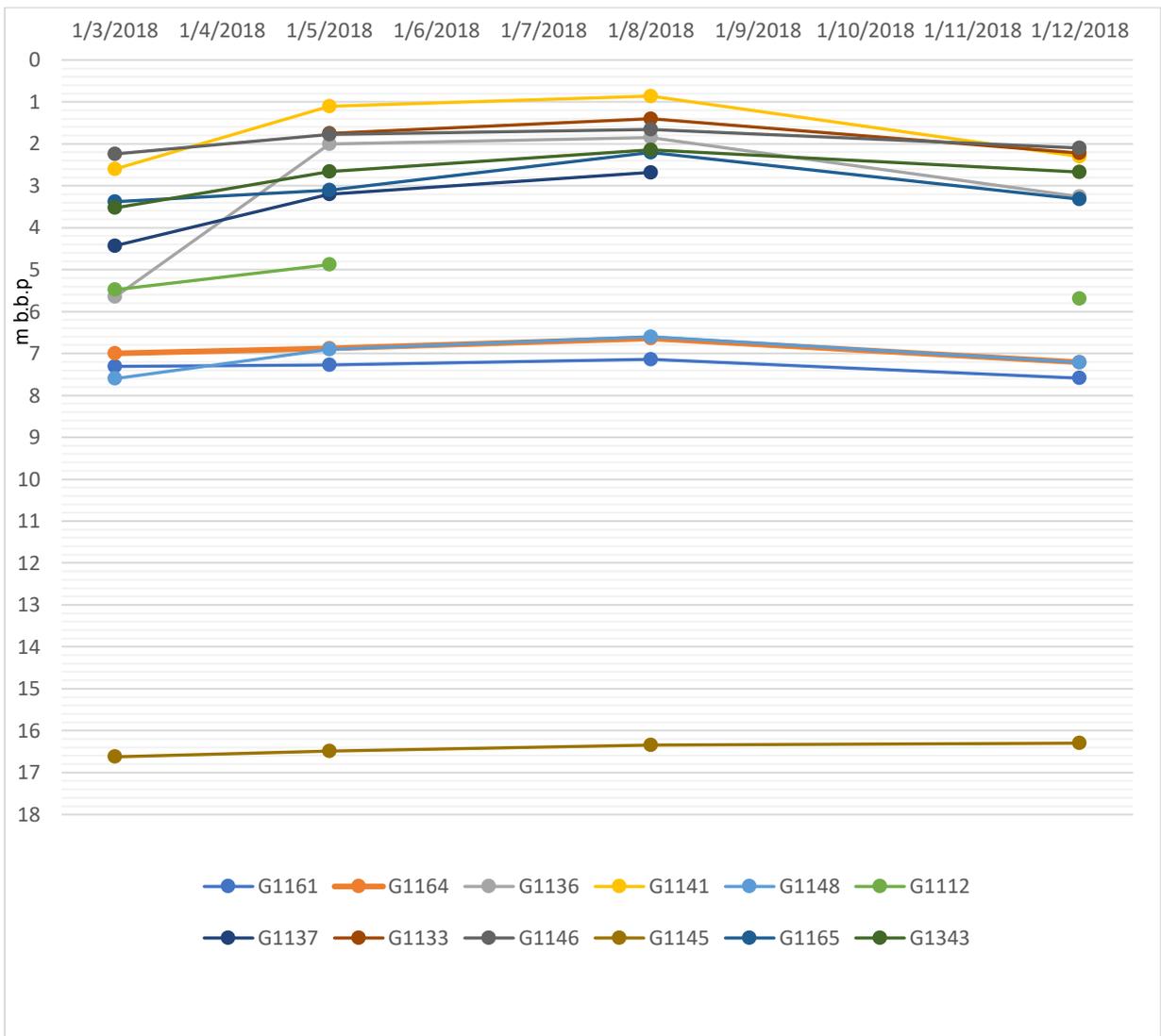


Figura 42. Variación estacional de los niveles

CAPÍTULO 7

CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMALÓGICA



7 Caracterización hidroclimatología

La hidroclimatología es un marco sistemático para analizar cómo la atmósfera ocasiona la variación espacio temporal de los elementos del ciclo hidrológico en escalas globales, regionales y locales. Se definió cerca de 1967 cómo el estudio del clima sobre las aguas continentales, esta incluye la hidrometeorología y también los procesos de superficie y cercanos a esta tales como son la evaporación, la escorrentía, la intercepción de agua por la vegetación y la recarga de aguas subterráneas. El ciclo hidrológico cómo un todo es el tema central de la hidroclimatología, siendo la herramienta principal de esta disciplina el balance hídrico (Wendland, 1998).

La ecuación del balance hídrico, para cualquier zona, cuenca natural o cualquier masa de agua, indica los valores relativos de entrada y salida de flujo y la variación del volumen de agua almacenada en la zona o masa de agua analizada. En general, las entradas en la ecuación del balance hídrico comprenden la precipitación (P), recibida en la superficie del suelo, y las aguas superficiales y subterráneas recibidas dentro de la cuenca o masa de agua desde fuera (Q_{si} y Q_{ui}). Las salidas en la ecuación incluyen la evapotranspiración (E) y la salida de corrientes de agua superficial y subterránea desde la cuenca o masa de agua considerada (Q_{s0} y Q_{u0}). Cuando las entradas superan a las salidas el volumen de agua almacenada (ΔS) aumenta y cuando ocurre lo contrario disminuye. Todos los componentes del balance hídrico están sujetos a errores de medida o estimación, y la ecuación del balance deberá incluir, por tanto, un término residual o de diferencia (v) (Sokolov y Chapman, 1974).

$$P + Q_{si} + Q_{ui} - E - Q_{s0} - Q_{u0} - \Delta S - v = 0$$

En ambientes de llanura, los movimientos verticales del agua producidos por la evapotranspiración-infiltración prevalecen sobre los movimientos horizontales (Kruse y Zimmermann, 2002) por lo que la ecuación anterior se simplifica, reduciéndose a:

$$P - E - \Delta S - v = 0$$

Con los datos del balance hídrico es posible comparar recursos específicos de agua en un sistema, en diferentes períodos de tiempo, y establecer el grado de su influencia en las variaciones del régimen natural. Permite la planificación del recurso hídrico por escenarios, oferta, demanda, usos y gestión.

Si bien todos los balances hídricos parten del principio de conservación de la materia, existen diversos métodos y formas de estimarse. Dichos métodos pueden ser

estocásticos o estadísticos, funciones determinísticas, métodos numéricos y teóricos, así como aproximaciones semi-empíricas. En el caso del propuesto por Thornthwaite y Mather (1957), utilizado en esta tesis, se basa en un método semi-empírico. A este tipo de balance se los denomina Balances Hídricos Climáticos (BHC), ya que se basan en variables climatológicas para su estimación. Este tipo de balance utiliza la capacidad de almacenamiento de agua del suelo, también conocida como capacidad de campo, como una referencia de la reserva de agua que puede retener en un cierto tipo de suelo y con una cierta cubierta vegetal.

En nuestro estudio, la realización del balance hídrico, se basa principalmente en determinar los excesos de agua, que son los que luego pasarán a ser parte de la recarga potencial del acuífero. Esta metodología también permite determinar en qué meses se producen los excesos hídricos, como así los meses en los que existe un déficit de agua, siendo los últimos de gran importancia para este trabajo, ya que en ellos será donde predomine la aplicación del riego suplementario.

7.1 Precipitación

La precipitación (P) constituye la entrada principal a los sistemas hidrológicos continentales, y es ante la cual actúa el resto de las variables, por lo que su conocimiento tanto en términos de milímetros caídos como su composición química e isotópica es muy importante, sirviendo como valores de referencia al comenzar cualquier estudio hidrológico. Se entiende por P a toda el agua que alcanza la superficie terrestre, ya sea como lluvia, nieve o precipitaciones ocultas.

En Argentina las precipitaciones anuales promedios varían según el sector (Figura 43), desde 150 mm anuales a 2000 mm. En la provincia de Buenos Aires, las precipitaciones presentan un comportamiento cíclico, que se manifiesta en periodos con una disminución o con un aumento de las lluvias (Scarpatti y Capriolo, 2013) entre los 400 mm y los 1100 mm. Mientras que, el área de estudio se caracteriza por precipitaciones anuales entre 800 y 900 mm.

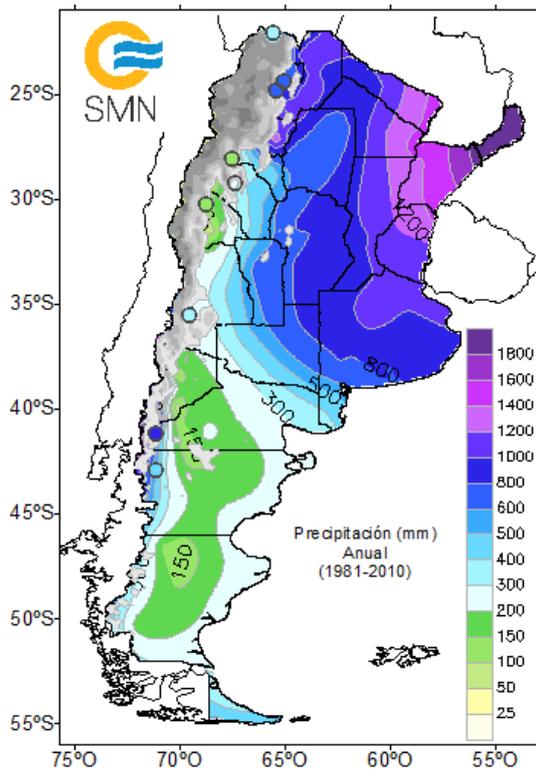


Figura 43. Mapa de distribución de las precipitaciones en Argentina. Fuente: SMN.

7.2 Evapotranspiración

El proceso de evapotranspiración (EVT) incluye la transformación de agua de la fase líquida a la de vapor que se desarrolla directamente (evaporación) como a través de las plantas (transpiración). Desde el punto de vista hidrológico representa la cantidad total de agua que se pierde a la atmósfera. Dado que la evapotranspiración depende entre otros, de dos factores muy variables y difíciles de medir: el contenido de humedad en el suelo y el desarrollo vegetal de la planta, fue necesario introducir dos nuevos conceptos:

- 1) EVT potencial, cantidad máxima que puede ser transformadas en vapor suponiendo que no existe limitación en el suministro de agua (tiene en consideración la energía disponible, el comportamiento del sistema receptor y de la interfase, pero no considera las condiciones y capacidad de transporte del sistema productor de vapor);
- 2) EVT real, cantidad de agua realmente originada por una superficie de la región bajo las condiciones dadas.

La EVT real es la utilizada para el desarrollo del balance hídrico. Mientras que la EVT potencial es un parámetro auxiliar que ayuda para la mejor estimación de la EVT real. En la hidrología de llanuras el interés de la EVT real, se centra, en la cuantificación de

los recursos hídricos de una zona: Lo que llueve menos lo que se evapotranspira será en forma general, el volumen de agua disponible en el sistema.

7.2.1 Recopilación de datos de precipitación y temperatura

Para realizar la caracterización climatológica del área y determinar los valores de entrada de los balances hídricos, se utilizaron en una primera instancia, los datos obtenidos de la CRU (*Climate Research Unit*) (Harris et al., 2020) debido a su amplio registro de datos mensuales, desde 1901. La grilla utilizada fue la que presenta como centro a la latitud $-38,25^\circ$ y la longitud $-57,75^\circ$ (Figura 8). Mientras que, para un análisis de mayor detalle se utilizaron los datos de las estaciones Mar del Plata AERO perteneciente al SMN (Servicio Meteorológico Nacional) y a la Chacra Experimental de Miramar, ya que la frecuencia de obtención de datos es diaria (Figura 44). De los mismos, se utilizó la media aritmética para el periodo 2000-2020, tanto de precipitación como de temperaturas.



Figura 44. Estaciones meteorológicas utilizadas para la serie 2000-2020.

7.2.1.1 Análisis de la precipitación

Analizando los datos, extraemos que la precipitación promedio para el período 1901-2019 es de **801,2 mm**. La mínima precipitación se dio en el año 1927 y fue de **493,2 mm**, mientras que la máxima precipitación se dio en el año 2014 y fue de **1258,9 mm**. También podemos observar que hay una tendencia creciente de la precipitación (Figura 45).

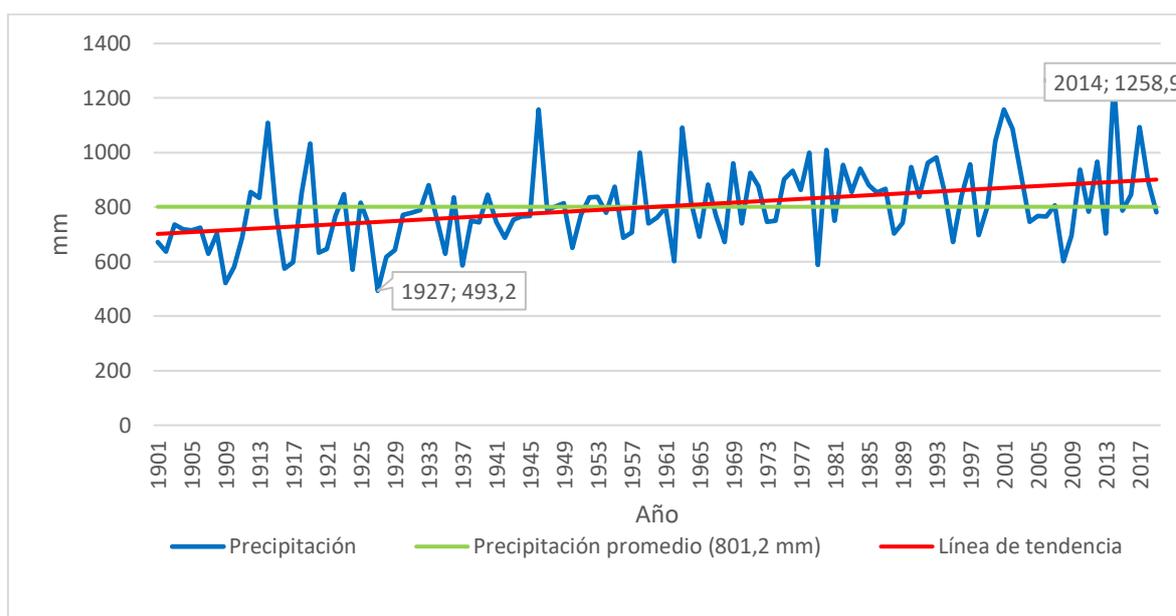


Figura 45. Precipitaciones anuales (serie 1901-2019). Estaciones meteorológicas indicadas en la Figura 8.

En la Figura 46 puede observarse que la precipitación promedio para los últimos 20 años es de **928,44 mm** y que a diferencia del análisis de la serie 1901-2019, analizando estos datos la tendencia de la precipitación es decreciente.

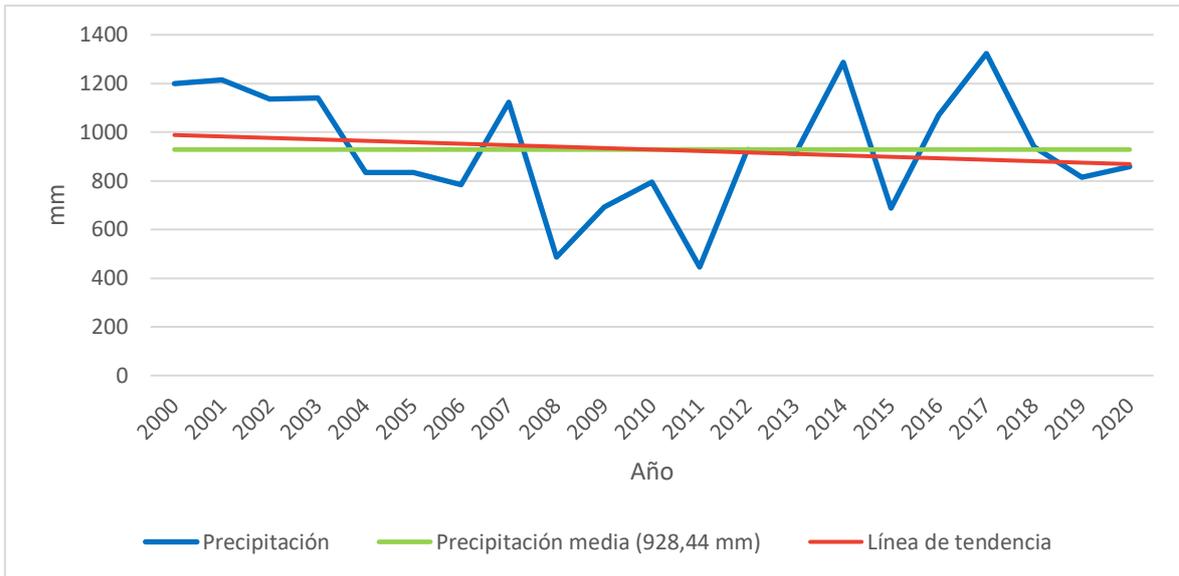


Figura 46. Precipitaciones anuales (serie 2000-2020). Estaciones meteorológicas Mar del Plata AERO y Chacra Experimental de Miramar.

En cuanto a la precipitación mensual promedio (Figura 47), podemos observar que el mes más lluvioso de estos 20 años fue febrero, mientras que, el menos lluvioso fue mayo. Esta información se utilizó para definir el año hidrológico del área, de junio a julio, y así construir el balance hídrico.

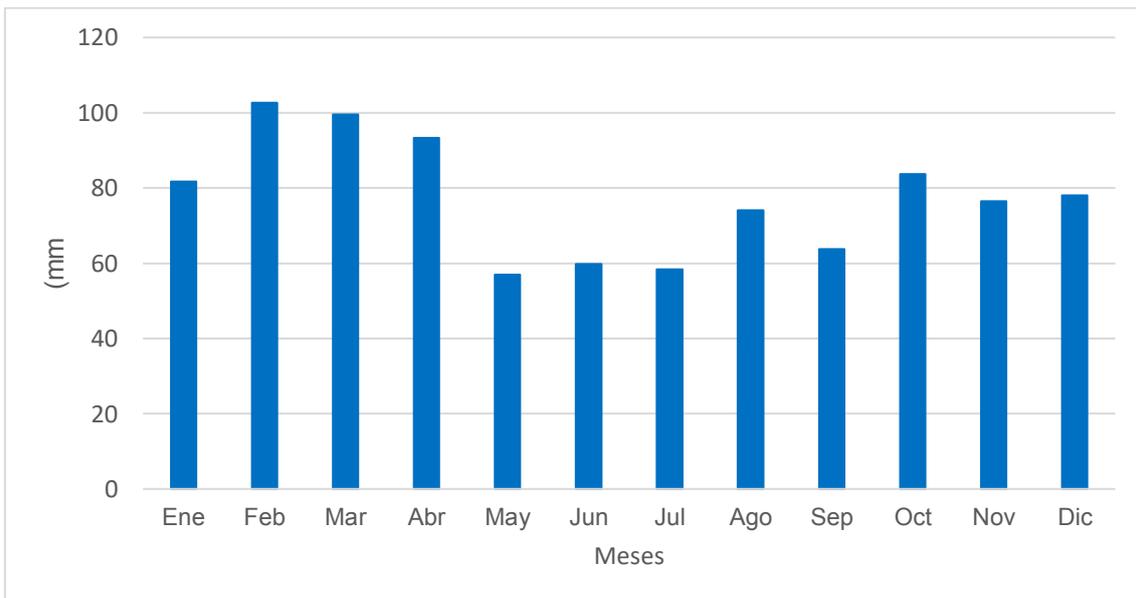


Figura 47. Precipitaciones mensuales promedio (serie 2000-2020).

7.2.1.2 Análisis de la temperatura

Del siguiente gráfico (Figura 48) podemos ver que la T media anual varía entre los 12,5°C y los 14,5°C. Al igual que ocurre con la precipitación se observa que hay una tendencia creciente de la temperatura.

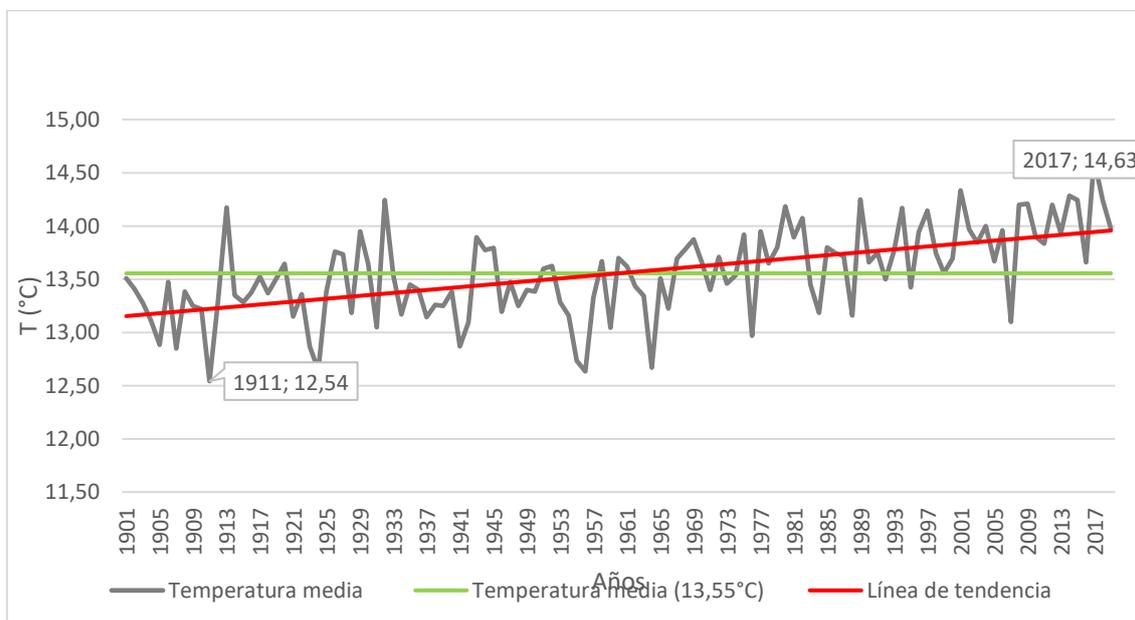


Figura 48. Temperatura media anual (serie 1901-2019). Estaciones meteorológicas indicadas en la Figura 8.

En la Figura 49 se observa que las temperaturas medias diarias también indican una tendencia creciente. La temperatura media diaria calculada es 14,16 °C.

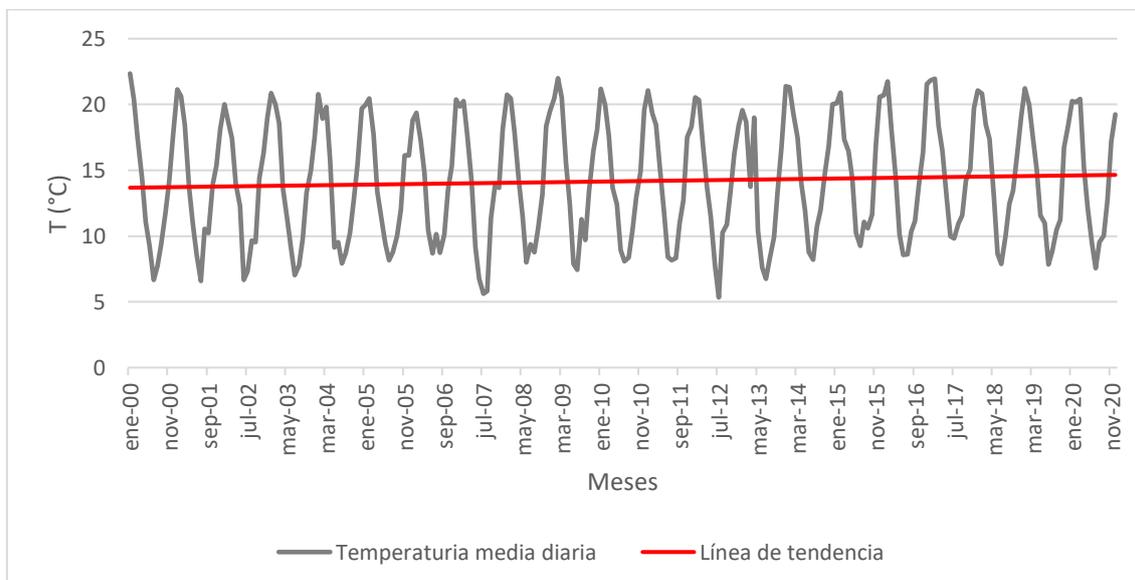


Figura 49. Temperatura media diaria (serie 2000-2020). Estaciones meteorológicas Mar del Plata AERO y Chacra Experimental de Miramar.

En la Figura 50, podemos observar las temperaturas medias mensuales. El mes más frío es Julio con una temperatura promedio de 7,99°C, mientras que el mes más cálido es enero con 20,71°C.

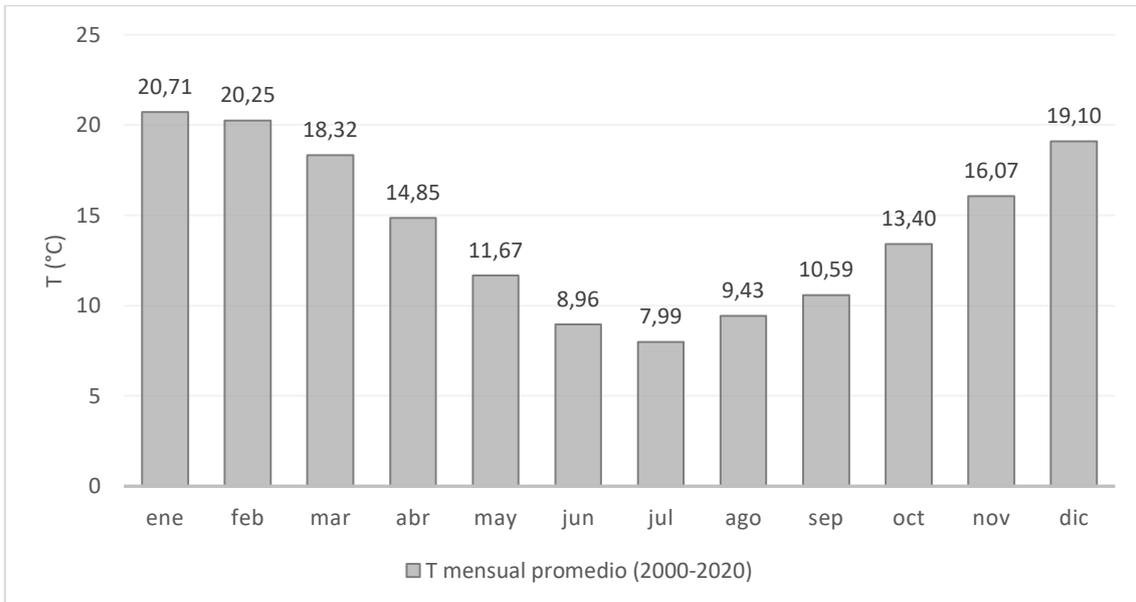


Figura 50. Temperatura media mensual (serie 2000-2020).

7.3 Cálculo de la evapotranspiración

El cálculo de la EVP potencial se realizó con dos metodologías, la propuesta por Thornthwaite y Mather (1957) y la propuesta por Hargreaves y Samani (1985). Thornthwaite y Mather (1957) utiliza como variable primaria para el cálculo, la media mensual de las temperaturas medias del aire. Con ello calcula un índice de calor mensual con la siguiente fórmula:

Ecuación 3

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

i = índice de calor mensual y halla el valor del índice de calor anual I , como igual a la sumatoria de i de tal forma que $I = \sum i$, siendo este valor la suma de los doce índices mensuales del año considerado. Para meses teóricos de 30 días, con 12 horas diarias de sol, formula la siguiente expresión:

Ecuación 4

$$Em = 16 * (10 * \left(\frac{T}{I}\right))^a$$

Em = Evapotranspiración potencial en mm/mes, t = temperatura media mensual del mes en °C. I = Índice de calor anual = $\sum i$ y $a = 675 * 10^{-9} * I^3 - 771 * 10^{-7} * I^2 + 1972 * 10^{-3} * I + 0,49239$

Finalmente tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas sol, según la latitud del lugar y llega a la expresión:

Ecuación 5

$$ETP = Kt * Em$$

Donde *Kt* es un coeficiente que tiene en cuenta el número máximo de horas de sol por mes según la latitud.

La fórmula de Hargreaves (Ecuación 6) para evaluar la Evapotranspiración Potencial necesita solamente datos de temperaturas y de Radiación Solar.

Ecuación 6

$$ET_0 = 0,0023 (t_{med} + 17,78) R_0 * (t_{max} - t_{min})^{0,5}$$

Donde: ET_0 = evapotranspiración potencial diaria, mm/día t_{med} = temperatura media diaria (°C) R_0 = Radiación solar extraterrestre, en mm/día (tabulada) (Tabla 6) t_{max} = temperatura diaria máxima t_{min} = temperatura diaria mínima

Tabla 6. Valores de R_0 para el hemisferio sur, latitud 38°.

MES	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic
R_0	17,7	15,7	12,9	9,5	6,9	5,7	6,2	8,2	11,4	14,6	17,1	18,2

7.4 Balance hídrico

Para el cálculo de la EVT real y el balance hídrico se utilizó la metodología de Thornthwaite que consiste en definir mes a mes los siguientes parámetros (en mm):

Precipitación (P): precipitación mensual en mm. Obtenida del promedio de las precipitaciones mensuales de las estaciones SMN Aero y Chacra Experimental Miramar.

Evapotranspiración potencial (EVTP): valores obtenidos del cálculo de la evapotranspiración potencial mediante el método de Thornthwaite y Hargreaves.

Variación de Reserva (VR): Incremento en la reserva de agua utilizable por las plantas, expresado en mm. La variación de la reserva está condicionada por el exceso o defecto de humedad resultante entre las P y la ETP del mes analizado, y su influencia en las reservas de agua del suelo correspondientes al mes inmediatamente anterior.

Reserva de Agua Utilizable (RAU): Volumen de agua almacenado en el suelo. Este parámetro requiere de la fijación de un umbral máximo a partir del cual el exceso de agua ya no pueda ser almacenado en el suelo, dando lugar al escurrimiento e infiltración de los excedentes. En nuestro caso, eso sucede cuando las reservas alcanzan los 100 mm (Damiano y Taboada, 2000; Bocanegra y Mejía Rivera, 2007).

Evapotranspiración Real (EVTR): Volumen de agua que verdaderamente evapotranspira, expresado en mm. La ETR difiere de la ETP en que para su cálculo se tiene en cuenta el volumen de agua real que puede evapotranspirar a las condiciones climáticas dadas.

Excedente (EX): Volumen de agua que le sobra al sistema cuando las reservas de agua del suelo se encuentran a su máxima capacidad y existe agua suficiente para cumplir con los requisitos de evapotranspiración, expresado en mm de agua.

Déficit (DE): Volumen de agua faltante en el sistema, que sería necesario para cubrir las necesidades potenciales de evapotranspiración.

Para la realización del balance y el cálculo de la EVT real

- ➔ Si las P del mes son superiores a la EVT potencial: la EVT real es igual a la EVT potencial y el excedente de las P es almacenado en la humedad del suelo cuyas reservas aumentan hasta que esté saturado. En el caso de que se rebasen esos 100 mm, la parte excedente formará los excesos hídricos disponibles para la recarga del acuífero y para el escurrimiento.
- ➔ Si las P del mes son inferiores a la EVT potencial: la EVT real es igual a la suma de las P del mes y una parte o toda la reserva de agua del suelo; la movilización de las reservas del suelo será la siguiente: Si la reserva de humedad anterior es lo bastante fuerte para colmar la insuficiencia de las P, la EVT real es igual a la EVT potencial, la reserva del suelo será deducida de la diferencia entre la P y la

EVT potencial del mes considerado. En cambio, si la reserva de humedad es insuficiente para satisfacer la EVT potencial, la EVT real será menor a ella, y es igual a la suma de las P del mes y la reserva de humedad del suelo. A la vez, esa diferencia entre la EVT potencial y la EVT real, será el déficit de agua.

Se realizó un balance hídrico mensual para periodo 2000-2020, a partir de los datos de las estaciones meteorológicas Mar del Plata AERO y Chacra Experimental de Miramar, con el fin de obtener valores promedio de excesos y déficits de agua (Tabla 7). Mientras que, para cada año hidrológico correspondiente con el periodo de realización de esta tesis, se generó un balance hídrico particular, como puede verse en el capítulo 8.

El balance hídrico medio mensual (Figura 51) nos indica que si bien las mayores precipitaciones ocurren en los meses de febrero-marzo, también en estos meses la evaporación real es mayor por lo cual no se traduce en excesos. Los excesos hídricos se producen en los meses de junio a octubre. El déficit promedio para los últimos 20 años es de 36.3 mm en enero.

Tabla 7. Balance hídrico utilizando los valores promedios del período 2000-2020. Año hidrológico junio-julio.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Total
P	81,7	102,7	99,6	93,3	56,9	59,8	58,4	74,1	63,8	83,7	76,5	78,0	928,4
EVTP	118,0	95,9	84,5	54,2	35,7	20,1	28,0	35,7	57,2	77,7	106,6	125,8	782,9
VR	-100,0	6,8	15,1	39,1	21,2	39,6	0,0	0,0	0,0	0,0	-30,1	-47,8	
RAUs	0,0	6,8	21,9	61,0	82,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	69,9	22,1	
EVTR	81,7	95,9	84,5	54,2	35,7	20,1	28,0	35,7	57,2	77,7	106,6	125,8	782,9
EX	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	21,8	30,3	38,4	6,6	6,0	0,0	0,0	145,6
DE	36,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	36,3
T (°C)	20,71	20,25	18,32	14,85	11,67	8,96	7,99	9,43	10,59	13,40	16,07	19,10	14,28

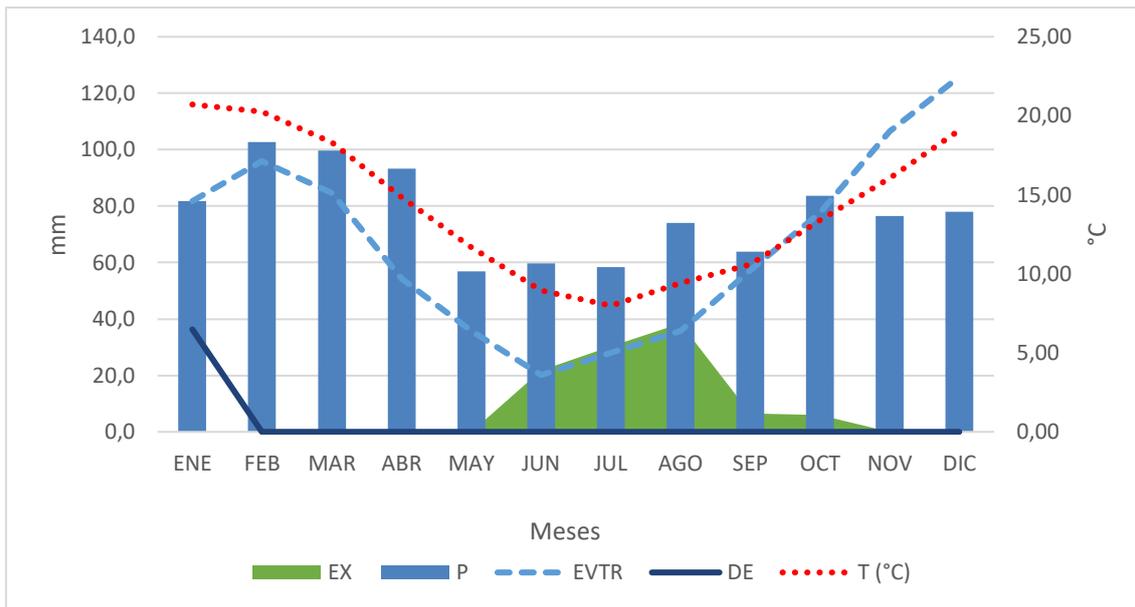


Figura 51. Balance hídrico medio mensual (serie 2000-2020).

CAPÍTULO 8

RECARGA



8 Recarga

La recarga de agua subterránea generalmente se considera como un proceso de movimiento del agua hacia abajo, a través de la zona no saturada, bajo las fuerzas de la gravedad o en una dirección determinada por las condiciones hidráulicas hasta alcanzar el nivel freático y pasar a integrar el acuífero. En un sentido más amplio, el proceso de recarga es más complicado. Quizás uno de los factores más importantes, es el retraso entre el período en el que el agua meteórica entra en la zona no saturada y el período en el que se manifiesta como una fuente de agua subterránea efectivamente explotable (Balek, 1988).

La cuantificación de la recarga es uno de los puntos más importantes en los estudios referentes a los recursos de agua subterránea. Su cuantificación es necesaria ya que define el potencial de renovación del acuífero (Healy et al., 2010).

Existen diversas técnicas para cuantificar la recarga, pero elegir las apropiadas es a menudo difícil. La fiabilidad de las estimaciones basadas en técnicas diferentes es variable. Así, las técnicas basadas en datos de aguas superficiales y zona no saturada proporcionan estimaciones del potencial de recarga, mientras que las que se fundamentan en datos de aguas subterráneas proporcionan estimaciones de la recarga real. La incertidumbre asociada a cada método corrobora la necesidad de aplicar varias técnicas distintas para aumentar la fiabilidad de las estimaciones de la recarga (Scanlon et al., 2002).

Según Lerner (1990) hay distintos tipos de fuentes de recarga:

- Recarga directa o recarga difusa, proveniente del agua lluvia, resulta del exceso de agua en la ZNS que se incorpora directamente por infiltración.
- Recarga indirecta, percolación a través del lecho de cauces permanentes, estacionales y efímeros.
- Recarga localizada, resulta de la concentración horizontal (cercana) de la superficie del agua en ausencia de canales bien definidos.
- Flujos laterales, procedentes de otros acuíferos.
- Retorno de riegos, excesos de riegos o las pérdidas en los canales de distribución.
- Recarga Urbana, producto de fugas de redes de abastecimiento y redes de alcantarillado.

Áreas de recarga y descarga

Tóth (1963) afirma que, en la mayoría de los sistemas de flujo de agua subterránea, es posible distinguir flujos locales, intermedios y regionales (Figura 52). El agua en un sistema de flujo local fluye hacia áreas de descarga cercanas. En un sistema de flujo regional recorre mayores distancias y a menudo descarga en ríos principales, grandes lagos o en el océano estos flujos corresponden a la parte más alta de la organización jerárquica; todos los otros sistemas de flujo están contenidos dentro de los sistemas regionales. Mientras que, un sistema de flujo intermedio es caracterizado por una o más crestas y valles localizados entre su recarga y el área de descarga, pero, a diferencia del sistema de flujo regional no ocupa al mismo tiempo los lugares más altos de la topografía y los más bajos de la cuenca.

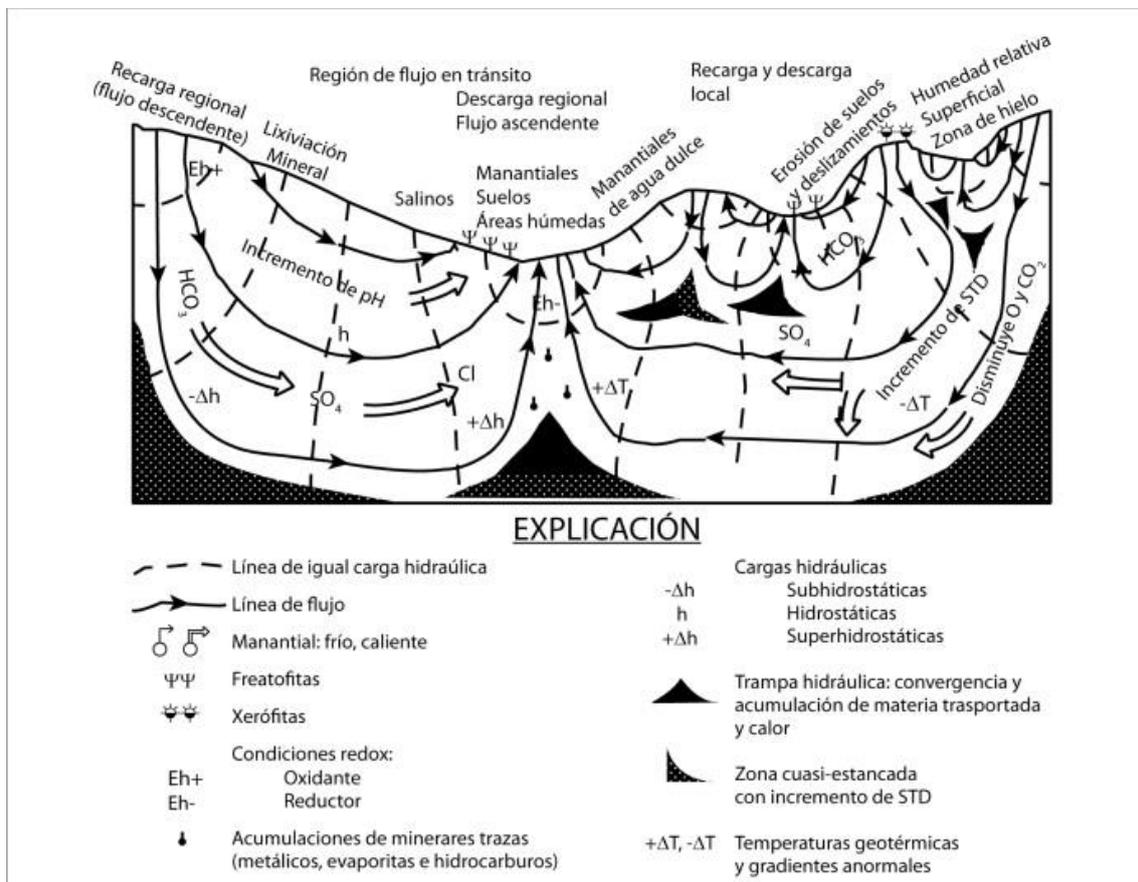


Figura 52. Áreas de recarga y descarga. Tomado de: (Tóth, 2000).

8.1 Recarga según el balance hídrico del suelo

Balances hídricos realizados con la EVT potencial obtenida por la metodología Thornthwaite descrita en el apartado 7 (Tablas 8 a 12):

Tabla 8. Balance hídrico año hidrológico junio 2015- mayo 2016.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	50,75	63,25	160	23	95,5	57,9	13,25	188,75	143	54	103,25	112,75	1065,4
EVTP	26,07	23,77	34,1	34,28	45,11	82,07	117,31	116,65	105,6	81,76	50,9	27,93	745,56
VR	24,68	0	0	-11,28	11,28	-24,17	-100	72,10	27,9	-27,76	27,76	0,00	
RAUs	100	100	100	88,72	100,00	75,83	0,00	72,10	100	72,24	100	100	
EVTR	26,07	23,77	34,1	34,28	45,11	82,07	13,25	116,65	105,6	81,76	50,9	27,93	641,50
EX	24,68	39,48	125,9	0,00	39,11	0,00	0,00	0,00	9,50	0,00	24,59	84,82	348,07
DE	0	0	0	0	0	0	104,06	0	0	0	0	0	104,06

Tabla 9. Balance hídrico año hidrológico junio 2016- mayo 2017.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	78,75	91,75	3,25	121,5	40,25	50,00	82,00	119,0	87,50	75,50	281,50	24,00	1055
EVTP	19,94	21,46	30,82	37,07	58,18	78,33	125,81	124,76	105,91	81,68	60,18	38,74	782,88
VR	58,81	0,00	-27,57	27,57	-17,93	-28,33	-43,81	-5,76	-100,00	0,00	100,00	-14,74	
RAUs	100	100	72,43	100	82,07	53,75	9,94	4,18	0,00	0,00	100	85,26	
EVTR	19,94	21,46	30,82	37,07	58,18	78,33	125,81	124,76	87,50	75,50	60,18	38,74	758,29
EX	44,07	70,29	0,00	56,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	121,32	0,00	292,54
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,41	6,18	0,00	0,00	24,59

Tabla 10. Balance hídrico año hidrológico junio 2017- mayo 2018.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	116,75	63,00	138,75	85,75	68,75	124	138,5	81,75	25,0	109,25	201,5	70,75	1223,8
EVTP	23,75	24,70	31,99	37,39	58,78	67,09	108,50	119,23	98,39	83,51	66,26	40,36	759,95
VR	93,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-37,48	-100	25,74	74,26	0,00	
RAUs	100	100	100	100	100	100	100	62,52	0,00	25,74	100	100	
EVTR	23,75	24,70	31,99	37,39	58,78	67,09	108,50	119,23	25,00	83,51	66,26	40,36	686,57
EX	93,00	38,30	106,76	48,36	9,97	56,91	30,00	0,00	0,00	0,00	60,99	30,39	474,66
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	73,39	0,00	0,00	0,00	73,39

Tabla 11. Balance hídrico año hidrológico junio 2018- mayo 2019.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	22,25	55,00	45,50	79,00	33,50	124,25	91,75	71,50	122,25	121,75	46,50	41,50	854,75
EVTP	19,86	18,21	28,79	42,92	55,10	77,32	103,71	122,68	94,31	79,40	55,77	35,68	733,74
VR	2,39	0,00	0,00	0,00	-21,60	21,60	-11,96	-51,18	27,94	35,21	-9,27	5,82	
RAUs	100	100	100	100	78,40	100	88,04	36,85	64,79	100	90,73	96,56	
EVTR	19,86	18,21	28,79	42,92	55,10	77,32	103,71	122,68	94,31	79,40	55,77	35,68	733,74
EX	0,00	36,79	16,71	36,08	0,00	25,34	0,00	0,00	0,00	7,14	0,00	0,00	122,06
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 12. Balance hídrico año hidrológico junio 2019- mayo 2020.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	144,00	47,00	14,00	36,50	68,50	35,15	65,00	59,00	152,00	86,00	142,00	76,00	925,15
EVTP	19,90	25,86	35,42	44,78	83,04	102,06	113,27	94,73	98,17	55,38	37,14	35,68	745,4
VR	124,1	0,0	-21,4	-8,3	-14,5	-100,0	0,0	0,0	53,8	30,6	15,5	0,0	
RAUs	100,0	100,0	78,6	70,3	55,8	0,0	0,0	0,0	53,8	84,5	100,0	100,0	
EVTR	19,9	25,9	35,4	44,8	83,0	35,2	65,0	59,0	98,2	55,4	37,1	35,7	594,5
EX	124,1	21,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	89,3	40,3	274,88
DE	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,9	48,3	35,7	0,0	0,0	0,0	0,0	150,91

Balances hídricos realizados con la EVT potencial obtenida por la metodología Hargreaves (Tabla 13 a Tabla 17):

Tabla 13. Balance hídrico año hidrológico junio 2015- mayo 2016.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	50,75	63,25	160	23	95,5	57,9	13,25	188,75	143	54	103,25	112,75	1065,4
EVTP	34,54	37,59	38,51	73,81	84,82	137,45	179,1	152,27	133,66	101,41	56,55	32,85	1062,56
VR	16,21	0	0	-50,81	10,68	-100	0	36,48	9,34	-100	46,7	53,3	
RAUs	100	100	100	49,19	59,87	0	0	36,48	45,82	0	46,7	100	
EVTR	34,54	37,59	38,51	73,81	84,82	57,9	13,25	152,27	133,66	54	56,55	32,85	769,75
EX	16,21	25,66	121,49	0	0	0	0	0	0	0	0	26,6	189,96
DE	0	0	0	0	0	79,55	165,85	0	0	47,41	0	0	292,81

Tabla 14. Balance hídrico año hidrológico junio 2016- mayo 2017.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	78,75	91,75	3,25	121,5	40,25	50,00	82,00	119,00	87,50	75,50	281,50	24,00	1055
EVTP	27,49	34,54	62,17	76,44	113,62	162,59	210,54	219,15	144,10	123,04	70,68	54,43	1055
VR	51,26	0,00	-58,92	45,06	-73,37	-100	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	-30,43	
RAUs	100	100	41,08	86,13	12,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	69,57	
EVTR	27,49	34,54	62,17	76,44	113,62	50,00	82,00	119,00	87,50	75,50	70,68	54,43	853,38
EX	20,83	57,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	110,82	0,00	188,86
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	112,59	128,54	100,15	56,60	47,54	0,00	0,00	445,41

Tabla 15. Balance hídrico año hidrológico junio 2017- mayo 2018.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	116,75	63,00	138,75	85,75	68,75	124,00	138,50	81,75	25,00	109,25	201,5	70,75	1223,75
EVTP	29,46	65,83	71,69	75,44	122,58	139,15	182,98	192,57	152,23	129,26	75,66	47,58	1284,43
VR	87,29	-2,83	2,83	0,00	-53,83	-15,15	-100	0,00	0,00	0,00	100	0,00	
RAUs	100	97,17	100	100	46,17	31,02	0,00	0,00	0,00	0,00	100	100	
EVTR	29,46	65,83	71,69	75,44	122,58	139,15	138,5	81,75	25,00	109,25	75,66	47,58	981,89
EX	87,29	0,00	64,23	10,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,84	23,17	210,84
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	44,48	110,82	127,23	20,01	0,00	0,00	302,54

Tabla 16. Balance hídrico año hidrológico junio 2018- mayo 2019.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	22,25	55	45,5	79,	33,50	124,25	91,75	71,5	122,25	121,75	46,5	41,5	854,75
EVTP	31,5	31,2	51,21	81,63	112,37	140,25	186,98	185,52	148,12	110,47	81,26	52,59	1213,09
VR	-9,25	9,25	-5,71	-2,63	-78,87	-100	0,00	0,00	0,00	11,28	-100	0,00	
RAUs	90,75	100	94,29	91,66	12,79	0	0,00	0,00	0,00	11,28	0,00	0,00	
EVTR	31,50	31,20	51,21	81,63	112,37	124,25	91,75	71,50	122,25	110,47	46,50	41,50	916,12
EX	0,00	14,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,55
DE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,00	95,23	114,02	25,87	0,00	34,76	11,09	296,97

Tabla 17. Balance hídrico año hidrológico junio 2019- mayo 2020.

	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	Total
P	144	47	14	36,5	68,5	35,15	65	59	152	86	142	76	925,15
EVTP	33,64	35,05	52,56	70,96	98,13	138,73	160,21	173,24	127,69	107,39	63,25	45,11	1105,95
VR	110,4	0,0	-38,6	-34,5	-100,0	0,0	0,0	0,0	24,3	-21,4	78,8	18,3	
RAUs	100,0	100,0	61,4	27,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,3	2,9	81,7	100,0	
EVTR	33,6	35,1	52,6	71,0	68,5	35,2	65,0	59,0	127,7	107,4	63,3	45,1	763,3
EX	110,4	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,6	134,87
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	29,6	103,6	95,2	114,2	0,0	0,0	0,0	0,0	342,66

Los resultados de los balances hídricos realizados con la EVT potencial según la metodología de Thornthwaite (Tabla 8 a Tabla 12 y Figura 53) indican que, aunque el año hidrológico haya estado por encima del valor promedio de precipitación anual, es la distribución de las mismas la que tiene injerencia en el exceso hídrico. Por ejemplo, en la tabla 11, podemos ver el año hidrológico con mayores precipitaciones del periodo de análisis, sin embargo, tenemos un déficit de 73,39 mm en el mes de febrero. Mientras que, en la tabla 12, año hidrológico con las menores precipitaciones del periodo de análisis, no tenemos déficit en ningún mes.

En cuanto a los resultados de los balances hídricos realizados con la EVT potencial según la metodología de Hargreaves (Tabla 13 a Tabla 17 y Figura 54), vemos que la distribución de los parámetros, comparando con la metodología anterior es similar, sin embargo, los valores de EVT real, excesos y déficit son mayores.

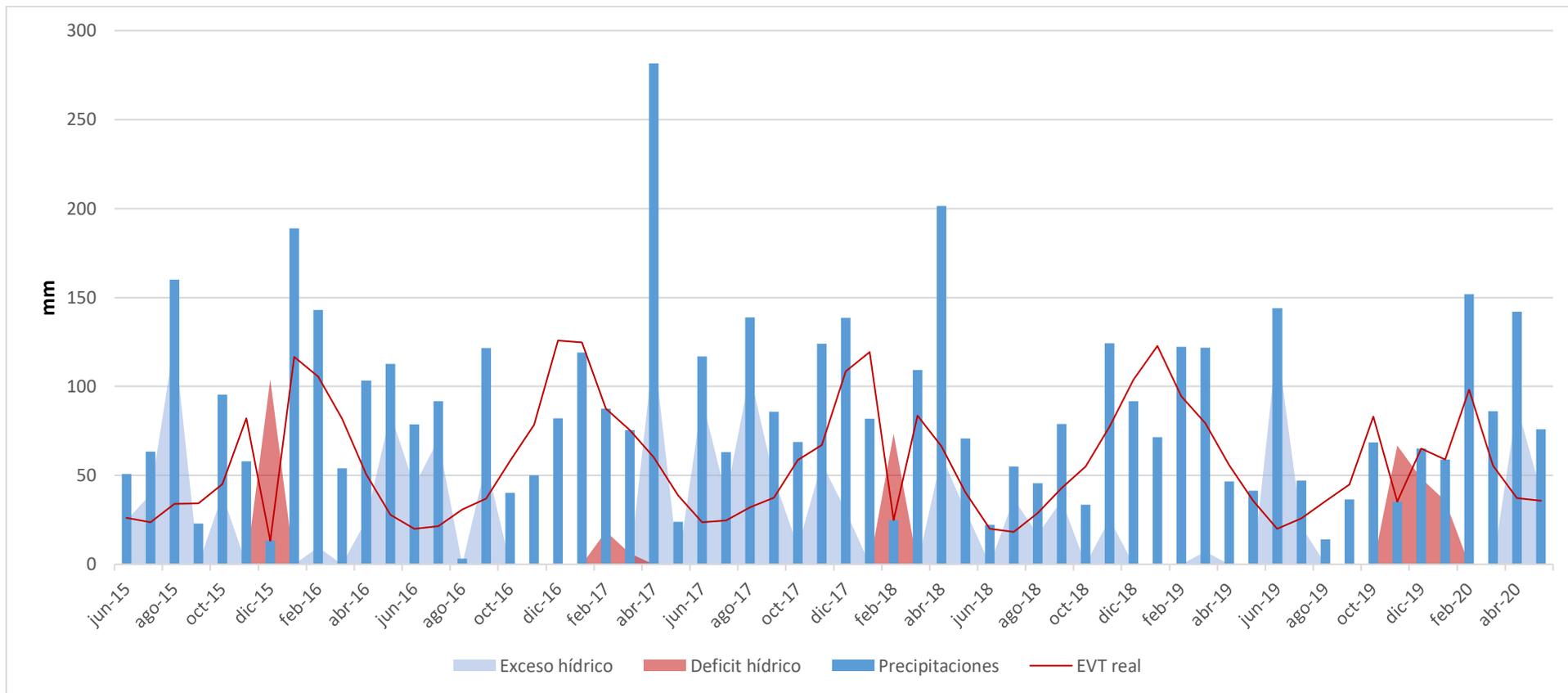


Figura 53. Resultados de los balances hídricos para el periodo junio 2015 - mayo 2020 con EVT potencial de Thornthwaite.

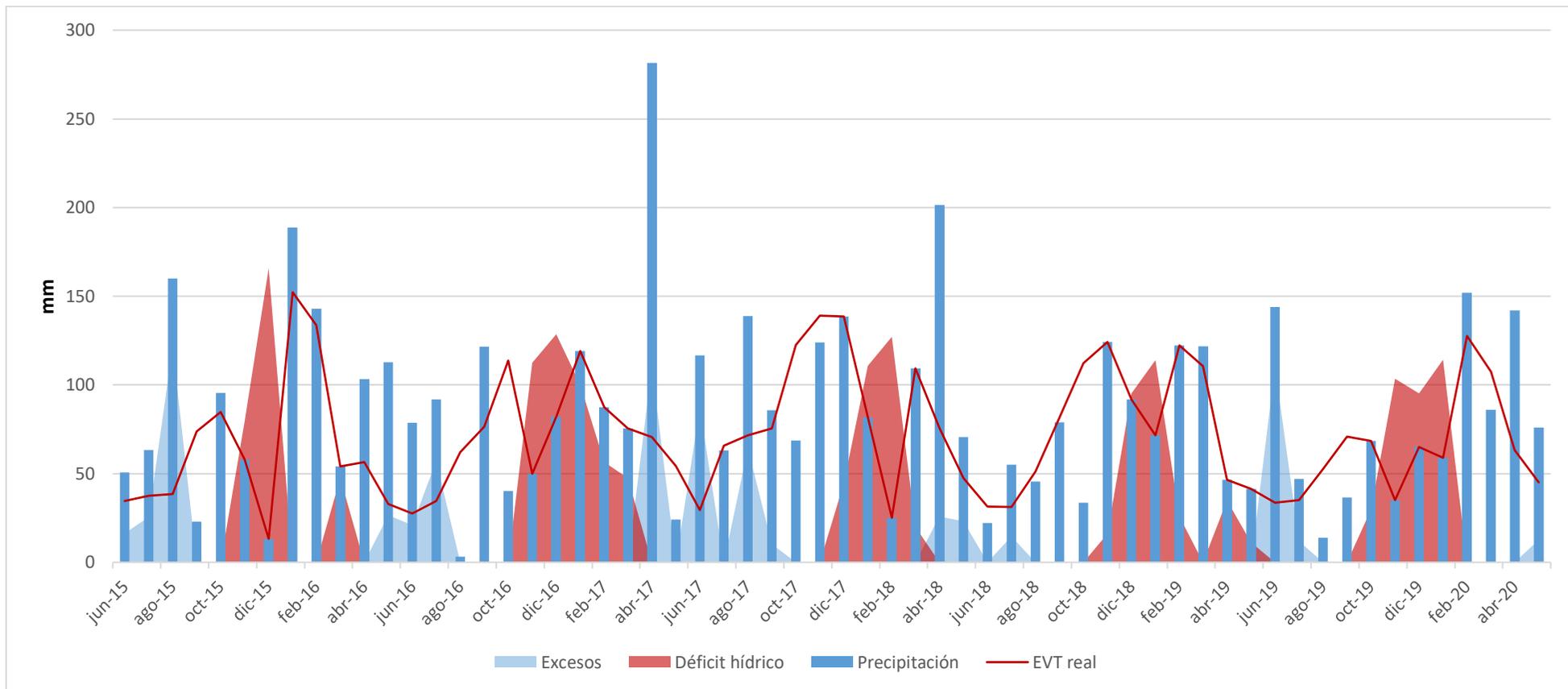


Figura 54. Resultados de los balances hídricos para el periodo junio 2015- mayo 2020 con EVT potencial de Hargreaves.

8.2 Recarga según metodología de la variación del nivel freático

El método de la fluctuación del nivel freático es quizás el más utilizado para estimar la recarga; para su aplicación requiere el conocimiento del coeficiente de almacenamiento específico y de las variaciones temporales del nivel. Entre sus ventajas, cabe citar su sencillez e independencia respecto al mecanismo de desplazamiento del agua en la zona no saturada. La incertidumbre en las estimaciones obtenidas con este método están relacionadas con la limitada precisión con que se puede determinar el coeficiente de almacenamiento específico y con la validez de las hipótesis de partida (Healy y Cook, 2002)

El método de VNF se basa en la premisa de que los aumentos en la superficie freática en acuíferos libres se deben a la incorporación de agua procedente desde la superficie. El cálculo de la recarga según este método es definido por la siguiente expresión matemática:

Ecuación 7

$$R = S_y * \frac{dh}{dt} = S_y * \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Donde:

Sy: Capacidad específica

h: Altura de la tabla de agua

t: Tiempo

La información de fluctuación de nivel freático corresponde a 4 pozos ubicados en el área de estudio. Todos los datos se promediaron por día y luego por mes. La valoración de la recarga se realiza estimando el valor de Δh , el cual obedece a la diferencia entre el pico más alto del hidrograma y un punto extrapolado desde la curva de descenso anterior, para cada lapso de tiempo seleccionado (Healy y Cook, 2002). Utilizando los datos de Δh y la precipitación en milímetros, tabulados en Excel, junto con la porosidad obtenida de los cortes de suelo, se calcularon los valores de recarga mensual en milímetros y el porcentaje de precipitación que llega al acuífero mediante un macro (Anexo 2). Para evaluar la validez del modelo, se utilizó el error cuadrático medio (ECM), una métrica comúnmente empleada para evaluar la precisión de un modelo de predicción.

POZO G1145

En la Figura 55 observamos la comparación entre el nivel del pozo G1145 y las precipitaciones. La altura de la boca de pozo es de 69 m s.n.m.

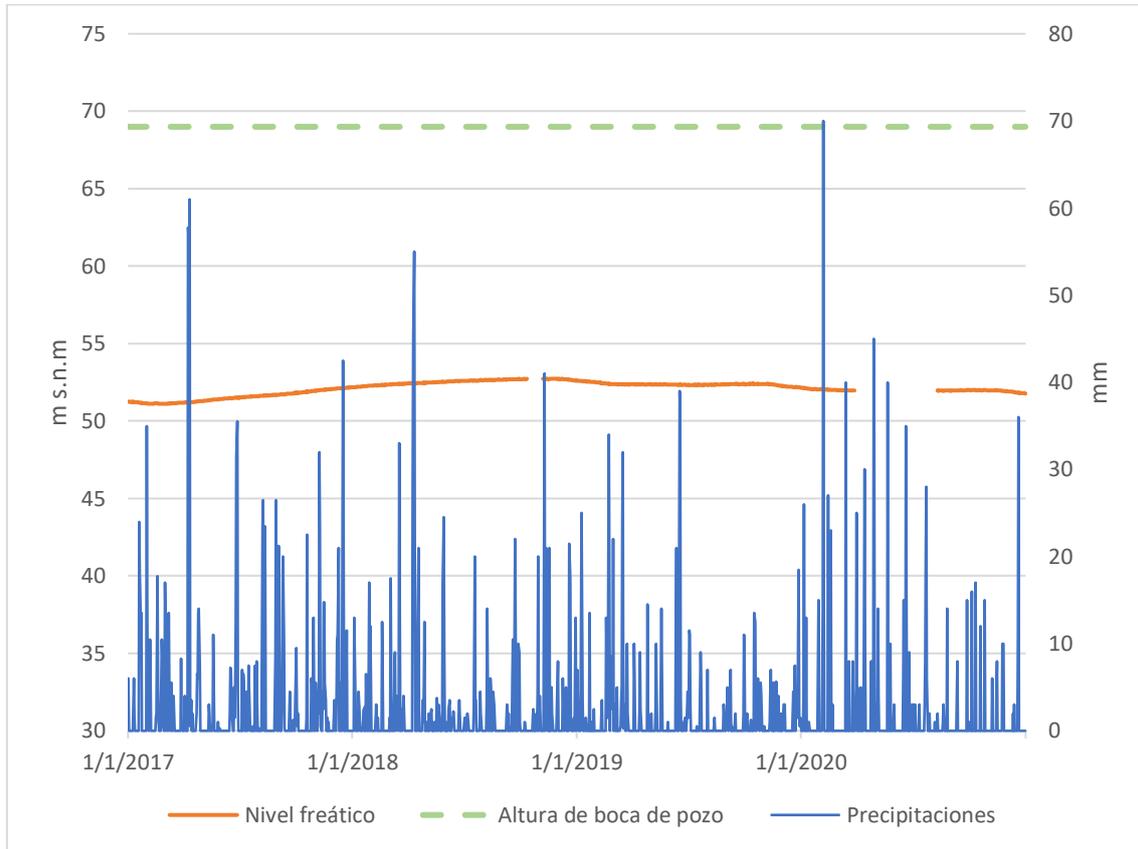


Figura 55. Comparación nivel G1145 y precipitaciones.

Recarga calculada mediante VNF. Coeficiente=0.15 (Suelo calicata 3)

% de recarga=2.03

ECM = 0,0015 m

Los valores obtenidos mediante VNF pueden observarse en la Tabla 18 y en la Figura 56 vemos la recarga calculada con la metodología VNF.

Tabla 18. Resultados VNF G1145

Fecha	P (mm)	Nivel (m)	Dif. Nivel (m)	Dif. Nivel (mm)	Recarga (mm)
feb-17		51,13			
mar-17	86,5	51,15	0,02	23,03	3,46
abr-17	202,55	51,23	0,08	81,77	12,26
may-17	48,85	51,36	0,13	125,46	18,82
jun-17	112,15	51,47	0,12	117,00	17,55
jul-17	59,2	51,55	0,08	75,09	11,26
ago-17	112,45	51,69	0,14	143,17	21,48
sep-17	79,7	51,75	0,06	56,41	8,46
oct-17	61,75	51,88	0,13	129,38	19,41
nov-17	81,3	52,02	0,14	138,28	20,74
dic-17	87,55	52,13	0,11	110,03	16,50
ene-18	70,2	52,23	0,10	103,68	15,55
feb-18	34,7	52,32	0,09	87,44	13,12
mar-18	85,75	52,39	0,08	76,35	11,45
abr-18	172,3	52,45	0,05	54,97	8,25
may-18	83,15	52,51	0,06	60,96	9,14
jun-18	27,95	52,57	0,06	57,61	8,64
jul-18	70	52,61	0,04	43,46	6,52
ago-18	45,15	52,65	0,04	41,91	6,29
sep-18	80,15	52,69	0,04	38,50	5,77
oct-18	35,2	52,72	0,03	28,48	4,27
nov-18	112,95	52,73	0,01	8,36	1,25
dic-18	85	52,68	-0,05	-48,44	0,00
ene-19	54	52,56	-0,12	-118,63	0,00
feb-19	117	52,44	-0,12	-124,50	0,00
mar-19	21,1	52,37	-0,07	-65,52	0,00
abr-19	72,8	52,37	0,00	-2,29	0,00
may-19	72,3	52,36	-0,01	-9,14	0,00
jun-19	144	52,34	-0,02	-16,61	0,00
jul-19	47	52,34	-0,01	-6,61	0,00
ago-19	14	52,36	0,02	19,38	2,91
sep-19	36,5	52,38	0,03	26,25	3,94
oct-19	68,5	52,39	0,01	6,94	1,04
nov-19	35,15	52,39	0,00	4,96	0,74
dic-19	65	52,30	-0,09	-90,85	0,00
ene-20	59	52,17	-0,13	-129,03	0,00
feb-20	152	52,06	-0,12	-118,03	0,00
mar-20	86	52,00	-0,05	-52,87	0,00
abr-20	142	51,97	-0,03	-28,73	0,00
may-20	76	51,97	0,00	-2,10	0,00
jun-20	71	51,97	0,00	-2,10	0,00
jul-20	76	51,97	0,00	-2,10	0,00
ago-20	21	51,97	0,00	-2,10	0,00
sep-20	23	51,98	0,02	16,60	2,49

oct-20	61	51,99	0,01	6,45	0,97
nov-20	39	51,97	-0,02	-20,09	0,00
dic-20	52	51,85	-0,12	-116,08	0,00

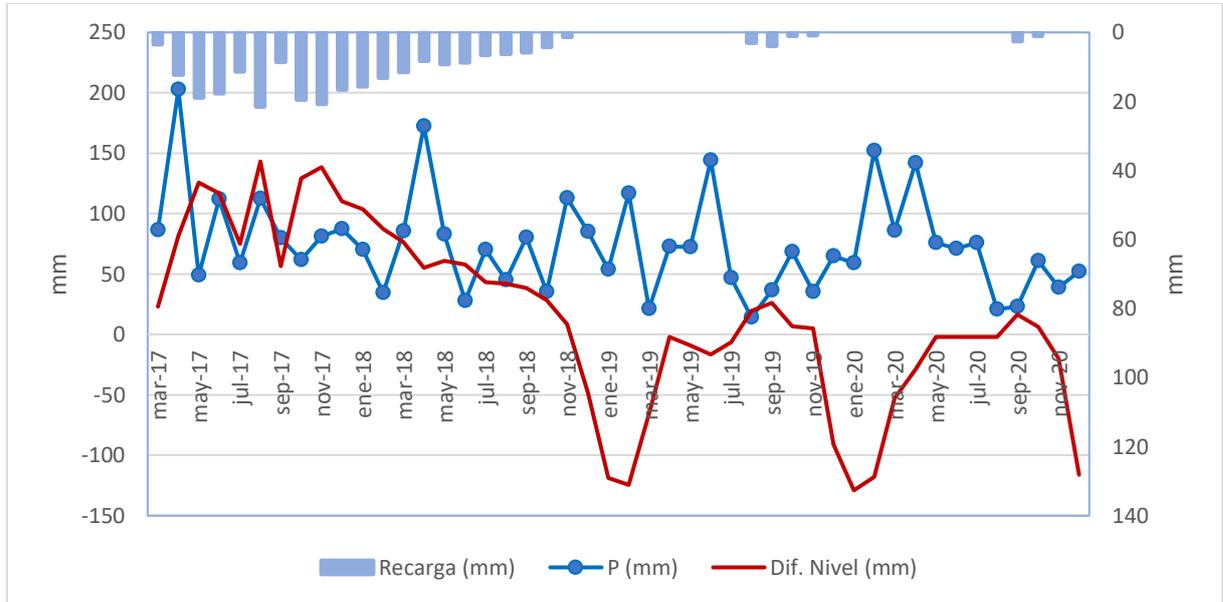


Figura 56. Recarga por VNF. Pozo G1145

Pozo G1343

En la Figura 57 observamos la comparación entre el nivel del pozo G1343 y las precipitaciones. La altura de la boca de pozo es de 54 m s.n.m.

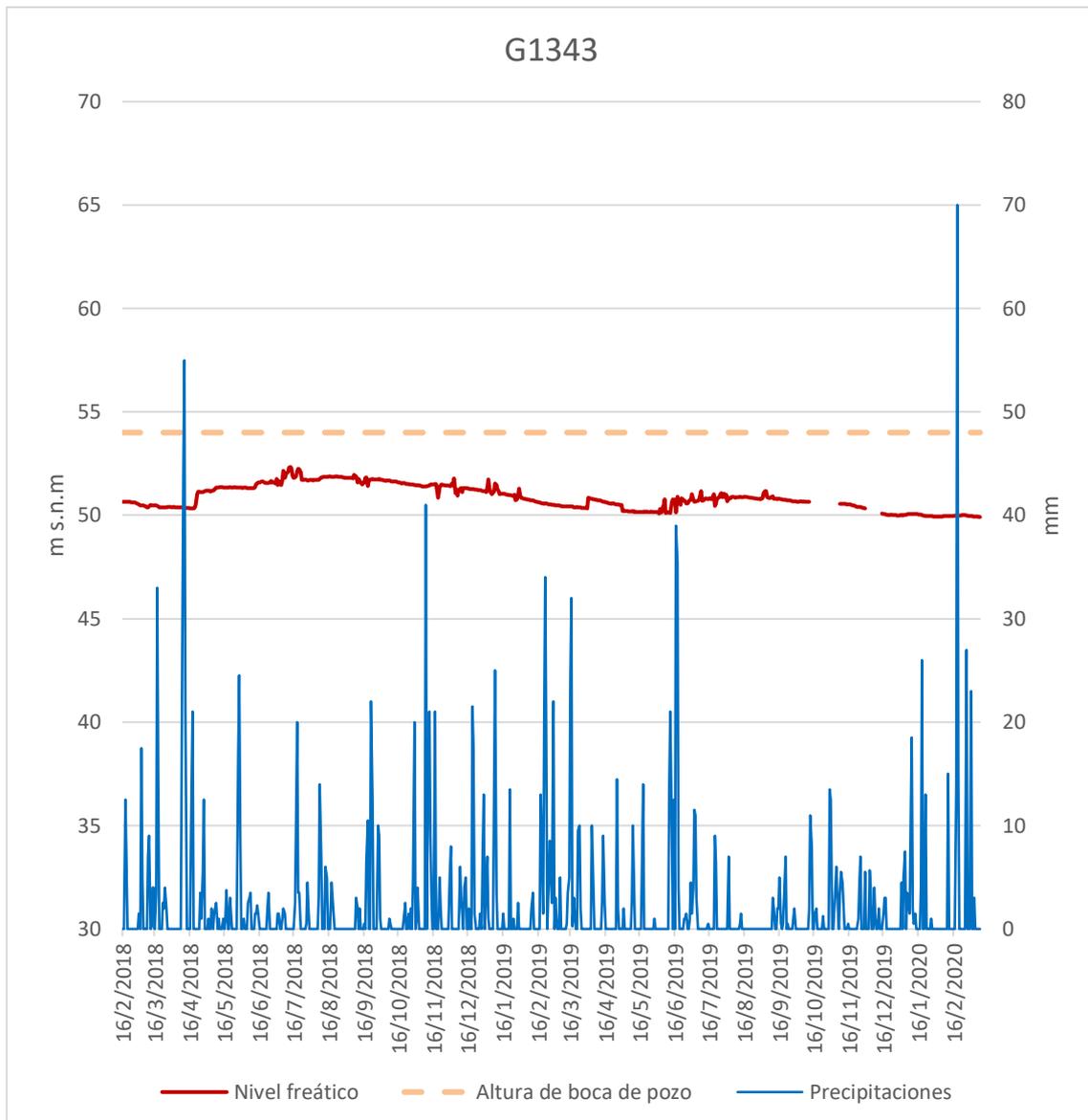


Figura 57. Comparación nivel pozo G1343 y precipitaciones

Recarga calculada mediante VNF. Coeficiente=0.29 (calicata 2)

% de recarga= 24.0

ECM= 0,1221 m

Los valores obtenidos mediante VNF pueden observarse en la Tabla 19 y en la Figura 58 vemos la recarga calculada con la metodología VNF.

Tabla 19. Resultados VNF G1343

Fecha	P (mm)	Nivel (m)	Dif. Nivel (m)	Dif. Nivel (mm)	Recarga (mm)
feb-18	34,7	50,63			
mar-18	85,75	50,44	-0,19	-192,76	0
abr-18	172,3	50,60	0,16	161,43	46,82
may-18	83,15	51,31	0,71	710,36	206,00
jun-18	27,95	51,48	0,17	169,85	49,26
jul-18	70	51,87	0,39	390,32	113,19
ago-18	45,15	51,81	-0,05	-54,29	0
sep-18	80,15	51,73	-0,09	-86,08	0
oct-18	35,2	51,59	-0,14	-139,57	0
nov-18	112,95	51,41	-0,18	-175,15	0
dic-18	85	51,27	-0,14	-142,72	0
ene-19	54	51,10	-0,17	-174,71	0
feb-19	117	50,66	-0,43	-434,71	0
mar-19	21,1	50,42	-0,25	-245,11	0
abr-19	72,8	50,67	0,25	250,06	72,52
may-19	72,3	50,17	-0,49	-491,41	0
jun-19	144	50,50	0,32	323,06	93,69
jul-19	47	50,83	0,33	330,35	95,80
ago-19	14	50,85	0,02	18,96	5,50
sep-19	36,5	50,81	-0,04	-38,03	0
oct-19	68,5	50,66	-0,15	-152,11	0
nov-19	35,15	50,47	-0,19	-186,21	0
dic-19	65	50,02	-0,45	-447,84	0
ene-20	59	50,01	-0,01	-14,25	0
feb-20	152	49,97	-0,04	-37,69	0
mar-20	86	49,94	-0,03	-31,53	0

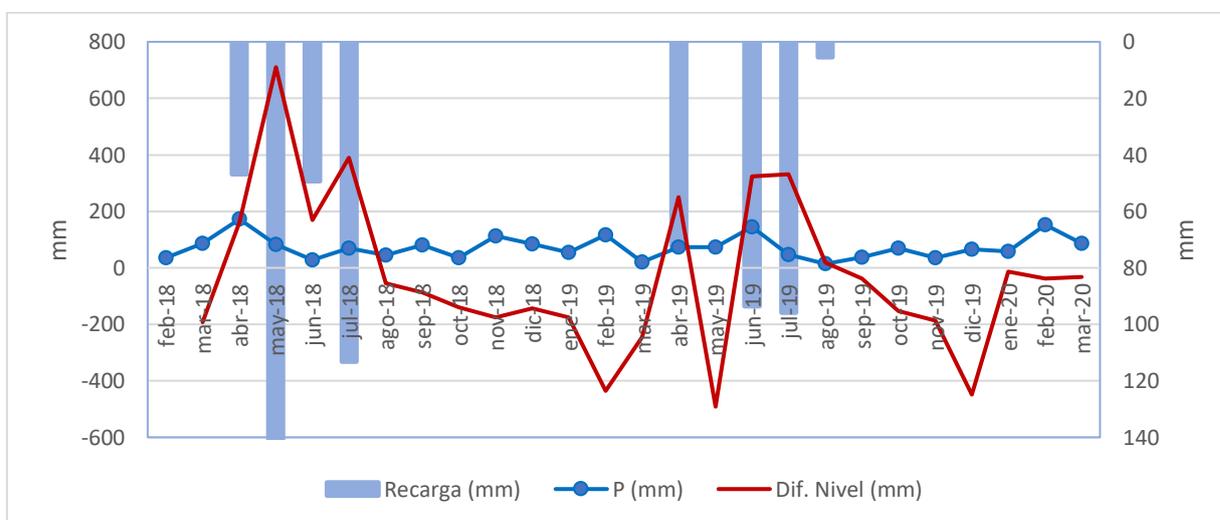


Figura 58. Recarga por VNF. Pozo G1343.

Pozo G1165

En la Figura 59 observamos la comparación entre el nivel del pozo G1165 y las precipitaciones. La altura de la boca de pozo es de 49 m s.n.m.

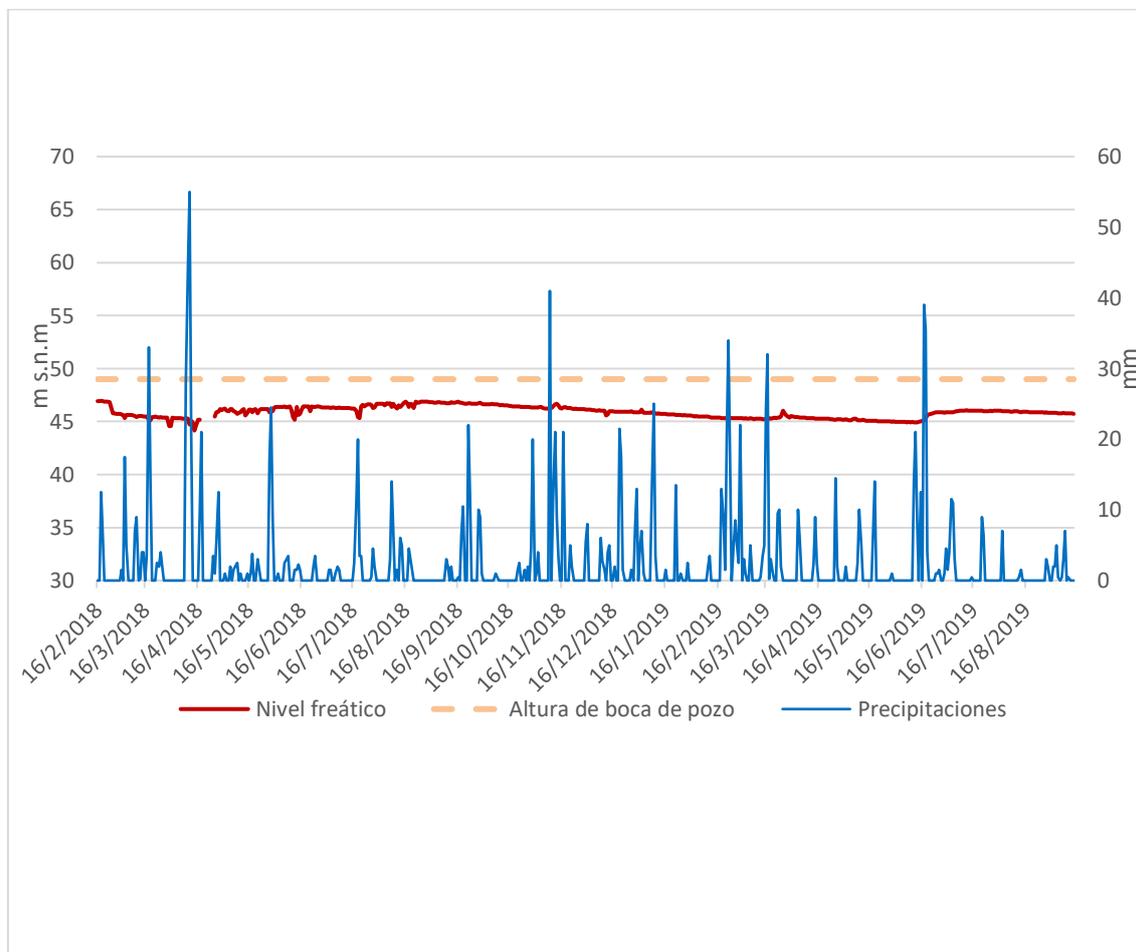


Figura 59. Comparación nivel pozo G1165 y precipitaciones.

Recarga calculada mediante VNF. Coeficiente=0.29 (calicata 2)

% de recarga= 37.26

EMC= 0,1560 m

Los valores obtenidos mediante VNF pueden observarse en la Tabla 20 y en la vemos Figura 60 la recarga calculada con la metodología VNF.

Tabla 20. Resultados VNF G1165

Fecha	P (mm)	Nivel (m)	Dif. Nivel (m)	Dif. Nivel (mm)	Recarga (mm)
feb-18	34,7	46,51			
mar-18	85,75	45,42	-1,09	-1088,78	0,00
abr-18	172,3	45,30	-0,12	-119,90	0,00
may-18	83,15	46,04	0,74	742,64	215,37
jun-18	27,95	46,24	0,20	197,96	57,41
jul-18	70	46,30	0,06	63,95	18,55
ago-18	45,15	46,67	0,37	366,32	106,23
sep-18	80,15	46,76	0,09	88,92	25,79
oct-18	35,2	46,50	-0,26	-259,65	0,00
nov-18	112,95	46,29	-0,21	-208,80	0,00
dic-18	85	45,95	-0,34	-336,73	0,00
ene-19	54	45,72	-0,23	-232,87	0,00
feb-19	117	45,40	-0,32	-324,54	0,00
mar-19	21,1	45,36	-0,04	-37,11	0,00
abr-19	72,8	45,29	-0,06	-63,46	0,00
may-19	72,3	45,09	-0,20	-203,72	0,00
jun-19	144	45,32	0,23	231,27	67,07
jul-19	47	45,99	0,67	672,63	195,06
ago-19	14	45,91	-0,08	-83,71	0,00

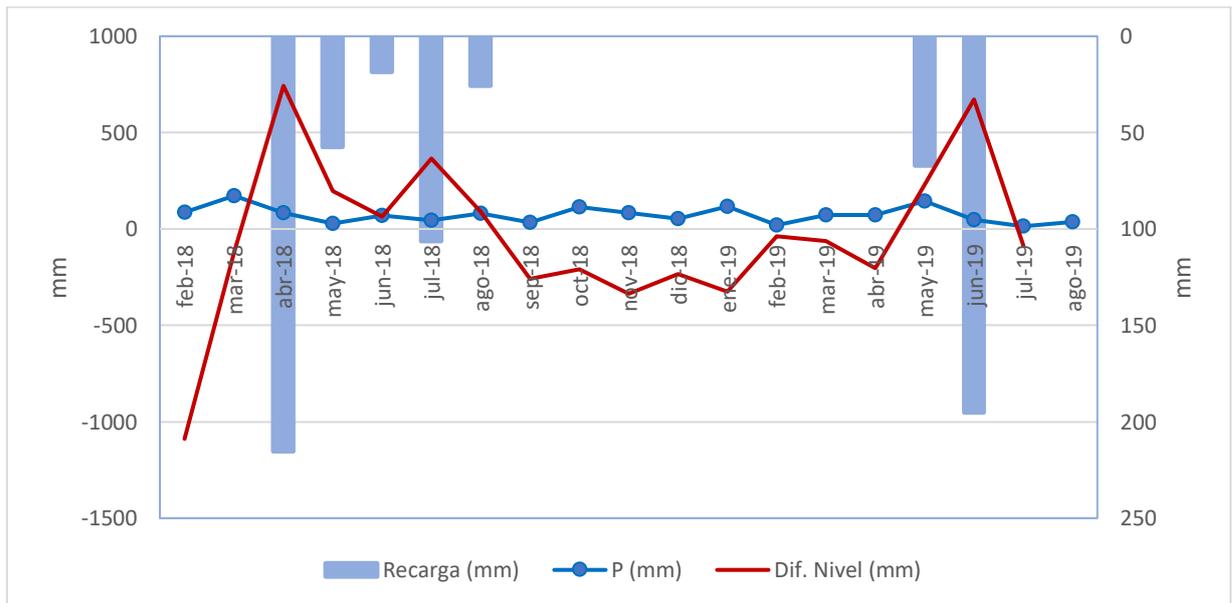


Figura 60. Recarga por VNF. Pozo G1165.

Pozo G1146

En la Figura 61 observamos la comparación entre el nivel del pozo G1146 y las precipitaciones. La altura de la boca de pozo es de 42 m s.n.m.

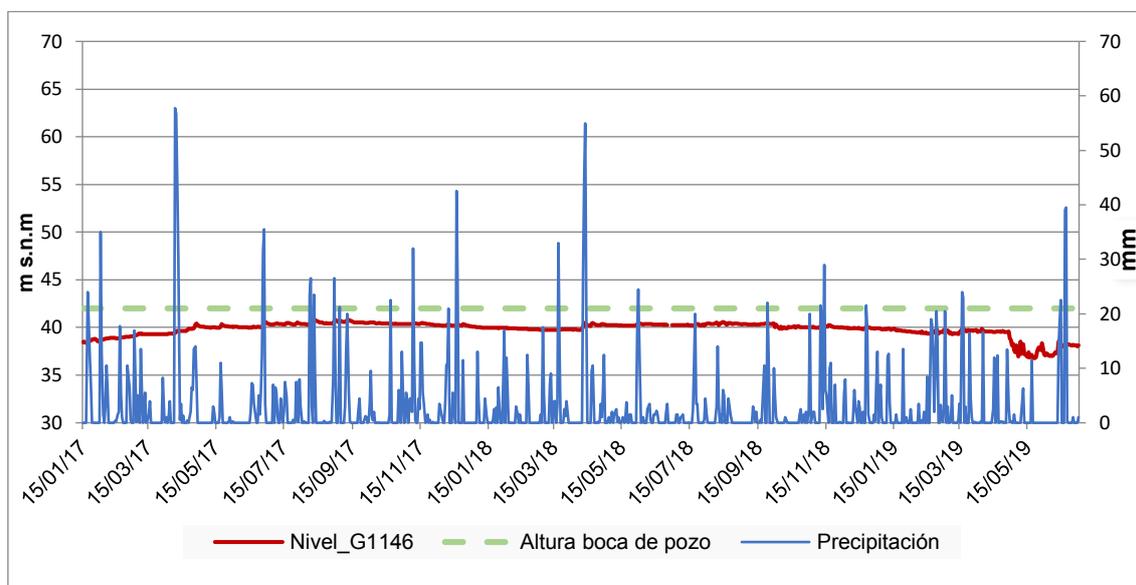


Figura 61. Comparación nivel pozo G1146 y precipitaciones.

Recarga calculada mediante VNF. Coeficiente=0.29 (calicata 2)

% de recarga=36.

Error cuadrático medio = 0,0455 m

Los valores obtenidos mediante VNF pueden observarse en la Tabla 21 y en la Figura 62 vemos la recarga calculada con la metodología VNF.

Tabla 21. Resultados VNF G1146

Fecha	P (mm)	Nivel (m)	Dif. Nivel (m)	Dif. Nivel (mm)	Recarga
feb-17		38,59			
mar-17	86,5	38,92	0,33	327,69	98,31
abr-17	202,55	39,29	0,37	372,19	111,66
may-17	48,85	39,70	0,41	414,67	124,40
jun-17	112,15	40,06	0,36	358,07	107,42
jul-17	59,2	40,10	0,04	40,15	12,05
ago-17	112,45	40,37	0,26	264,68	79,41
sep-17	79,7	40,51	0,14	139,35	41,80
oct-17	61,75	40,58	0,07	71,07	21,32
nov-17	81,3	40,41	-0,17	-168,80	0,00
dic-17	87,55	40,36	-0,05	-53,23	0,00
ene-18	70,2	40,22	-0,14	-137,77	0,00
feb-18	34,7	39,99	-0,23	-231,16	0,00

mar-18	85,75	39,86	-0,13	-129,58	0,00
abr-18	172,3	39,76	-0,09	-92,72	0,00
may-18	83,15	40,14	0,37	371,43	111,43
jun-18	27,95	40,24	0,10	101,91	30,57
jul-18	70	40,31	0,08	76,58	22,97
ago-18	45,15	40,27	-0,04	-43,34	0,00
sep-18	80,15	40,40	0,13	129,05	38,72
oct-18	35,2	40,34	-0,06	-60,85	0,00
nov-18	112,95	40,02	-0,32	-322,30	0,00
dic-18	85	40,07	0,05	51,78	15,53
ene-19	54	39,92	-0,15	-146,89	0,00
feb-19	117	39,74	-0,18	-181,93	0,00
mar-19	21,1	39,48	-0,26	-264,08	0,00
abr-19	72,8	39,57	0,09	89,63	26,89
may-19	72,3	39,52	-0,04	-43,89	0,00

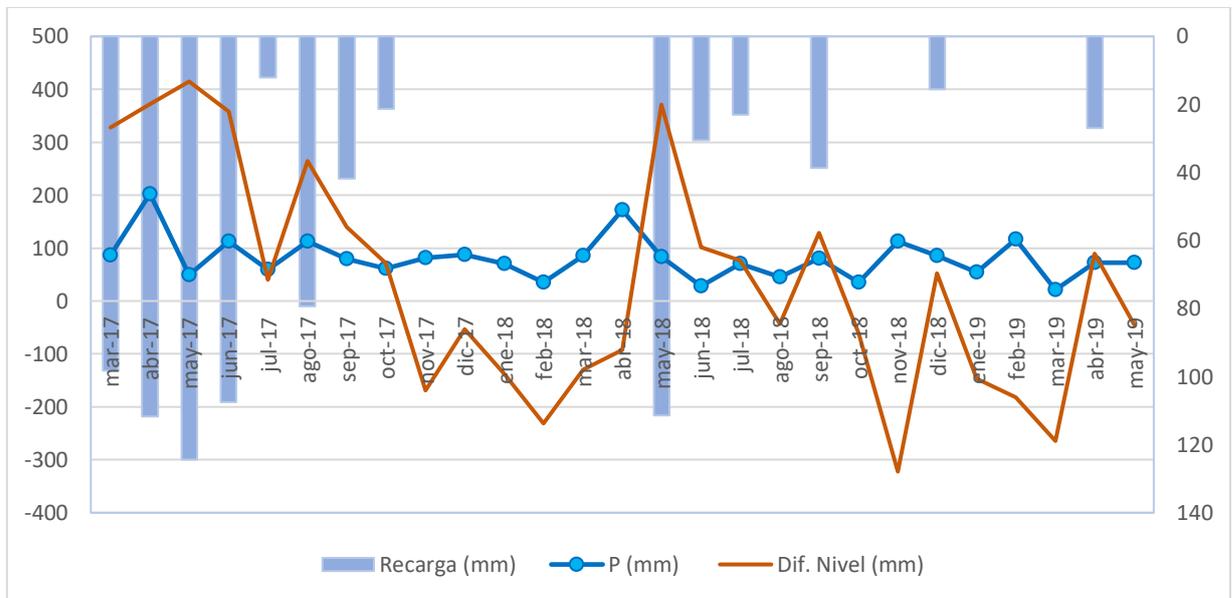


Figura 62. Recarga por VNF. Pozo G1146.

8.3 Comparación entre recarga por balances hídricos y recarga por VNF

En la Tabla 22 y la Figura 63 podemos observar la comparación entre la recarga calculada por balances hídricos según las metodologías utilizadas y la calculada por VNF en cada pozo.

Tabla 22. Valores mensuales de recarga mediante VNF y BH

Fecha	Lluvia (mm)	Recarga G1145 (mm)	Recarga G1146 (mm)	Recarga G1165 (mm)	Recarga G1343 (mm)	Recarga ETP Thornthwaite (mm)	Recarga ETP Hargreaves (mm)
mar-17	86,50	3,46	98,31			0,00	0,00
abr-17	202,55	12,26	111,66			121,32	110,82
may-17	48,85	18,82	124,40			0,00	0,00
jun-17	112,15	17,55	107,42			93,00	87,29
jul-17	59,20	11,26	12,05			38,30	0,00
ago-17	112,45	21,48	79,41			106,76	64,23
sep-17	79,70	8,46	41,80			48,36	10,31
oct-17	61,75	19,41	21,32			9,97	0,00
nov-17	81,30	20,74	0,00			56,91	0,00
dic-17	87,55	16,50	0,00			30,00	0,00
ene-18	70,20	15,55	0,00			0,00	0,00
feb-18	34,70	13,12	0,00			0,00	0,00
mar-18	85,75	11,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
abr-18	172,30	8,25	0,00	0,00	46,82	60,99	25,84
may-18	83,15	9,14	111,43	215,37	206,00	30,39	23,17
jun-18	27,95	8,64	30,57	57,41	49,26	0,00	0,00
jul-18	70,00	6,52	22,97	18,55	113,19	36,79	14,55
ago-18	45,15	6,29	0,00	106,23	0,00	16,71	0,00
sep-18	80,15	5,77	38,72	25,79	0,00	36,08	0,00
oct-18	35,20	4,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
nov-18	112,95	1,25	0,00	0,00	0,00	25,34	0,00
dic-18	85,00	0,00	15,53	0,00	0,00	0,00	0,00
ene-19	54,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
feb-19	117,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mar-19	21,10	0,00	0,00	0,00	0,00	7,14	0,00
abr-19	72,80	0,00	26,89	0,00	72,52	0,00	0,00
may-19	72,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
jun-19	144,00	0,00		67,07	93,69	124,10	110,36
jul-19	47,00	0,00		195,06	95,80	21,14	11,95
ago-19	14,00	2,91		0,00	5,50	0,00	0,00
sep-19	36,50	3,94			0,00	0,00	0,00
oct-19	68,50	1,04			0,00	0,00	0,00
nov-19	35,15	0,74			0,00	0,00	0,00
dic-19	65,00	0,00			0,00	0,00	0,00
ene-20	59,00	0,00			0,00	0,00	0,00
feb-20	152,00	0,00			0,00	0,00	0,00
mar-20	86,00	0,00			0,00	0,00	0,00
abr-20	142,00	0,00				89,32	0,00
may-20	76,00	0,00				40,32	12,56

Tabla 23. Valores anuales de recarga en mm por año hidrológico mediante VNF y BH.

Precipitación (mm)	Año hidrológico	G1145	G1146	G1165	G1343	Recarga (ETP Thornthwaite)	Recarga (ETP Hargreaves)
1223,75	jun 17-myo 18	172,91	373,43	Sin datos	Sin datos	474,66	210,84
854,75	jun 18-myo 19	32,74	134,68	207,98	234,97	122,06	14,55
925,15	jun 19-myo 20	8,63	Sin datos	262,13	194,99	274,88	134,87

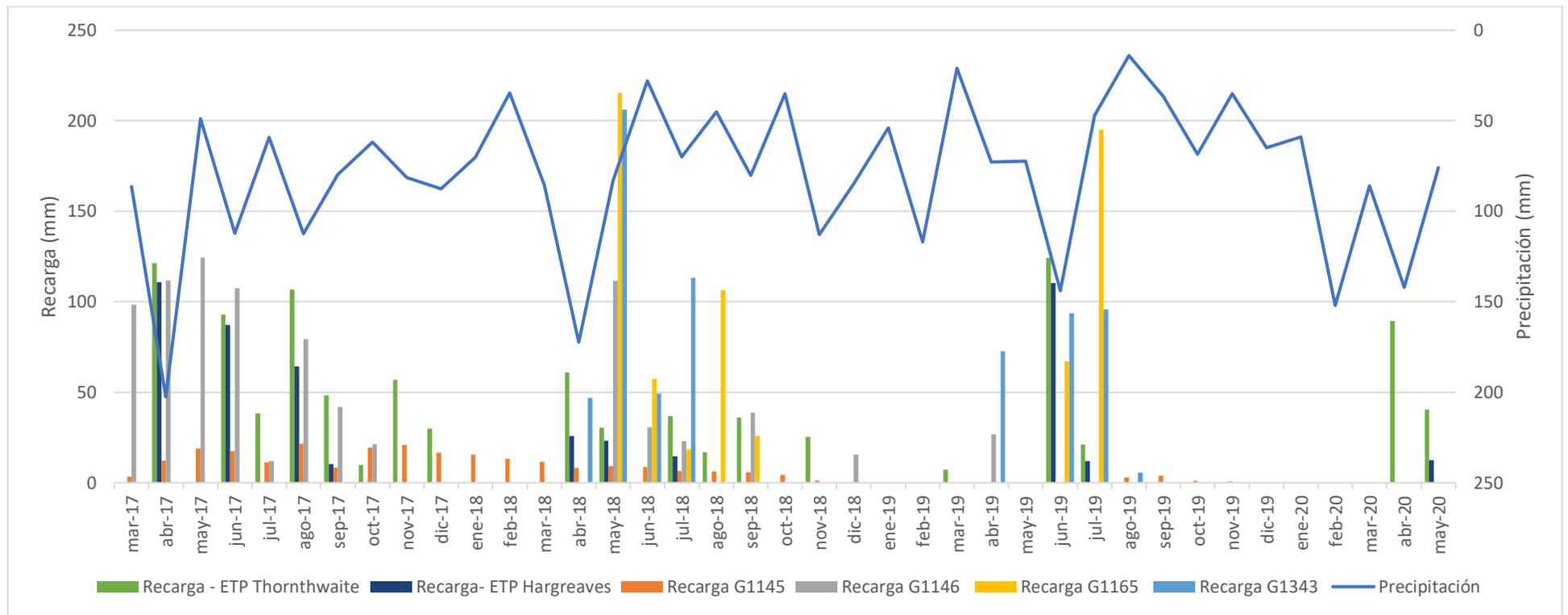


Figura 63. Comparación entre la recarga calculada por BH y por VNF.

CAPÍTULO 9

CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA



9 Caracterización hidrológica

Los cursos superficiales presentes en el área de estudio son los arroyos Las Brusquitas y El Durazno. El primero representa el límite entre los partidos de Gral. Pueyrredón y Gral. Alvarado. Ambos arroyos son de carácter ganador, de bajo caudal, donde su curso principal es de régimen permanente, mientras que, sus afluentes son de régimen temporario (Figura 64).

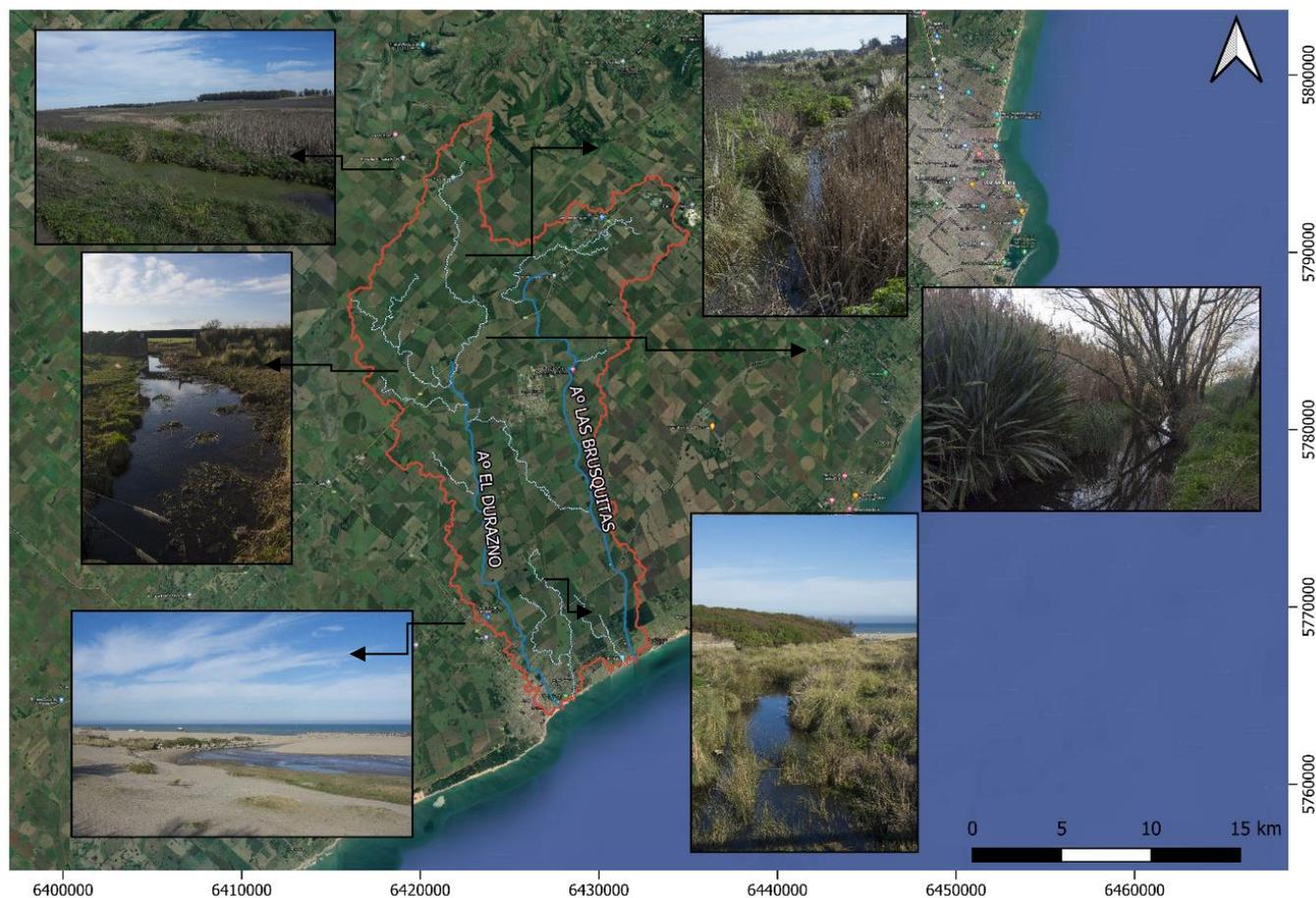


Figura 64. Secciones de los cursos superficiales.

9.1 Morfometría de las cuencas superficiales

Las características físicas de una cuenca tienen una relación estrecha con el comportamiento de los caudales que transitan por ella. Los parámetros morfométricos de una cuenca integran un conjunto de estimaciones realizadas al iniciar un estudio hidrológico y son de gran utilidad para comparar comportamientos de cuencas similares (Ruíz, 2001).

Todas las medidas e índices correspondientes a la morfometría de las cuencas fueron determinados en el programa QGIS.

Área: El área de una cuenca está definida por la proyección ortogonal de toda la superficie de drenaje de un sistema de escorrentía. El área de una cuenca en general, se encuentra relacionada con los procesos que ocurren en ella. Se ha comprobado que la relación del área con la longitud de la misma es proporcional y también que esta inversamente relacionada a aspectos como la densidad de drenaje y el relieve relativo. Este parámetro fue calculado con el operador $\$area$ de la calculadora de campos ubicado en la tabla de atributos de la capa *área de estudio*.

Según el Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Suelos (CIDIAT MARNR, 1979) el sistema de clasificación de las cuencas por su tamaño es el siguiente:

- a) Sistema hidrográfico (+ de 3000 km²)
- b) Cuencas (600 - 3000 km²)
- c) Subcuencas (100 - 600 km²)
- d) Microcuenca (< 100 km²)

Perímetro: El perímetro es la longitud de la divisoria de aguas de una cuenca. En relación con el área nos da indicios de la forma de la cuenca. Este parámetro fue calculado con el operador $\$perimeter$ de la calculadora de campos ubicado en la tabla de atributos de la capa *área de estudio*.

Longitud máxima de la cuenca (km): La longitud máxima de la cuenca puede estar definida como la distancia horizontal del río principal entre un punto aguas abajo y otro punto aguas arriba donde la tendencia general del río principal corte la línea de contorno de la cuenca. Este parámetro fue calculado con la herramienta regla.

Longitud cauce principal (km): Corresponde a la longitud del cuerpo de agua que le da nombre a la cuenca de estudio. Este parámetro fue calculado con el operador $\$length$ de la calculadora de campos ubicado en la tabla de atributos de la capa *área de estudio*.

Ancho de la cuenca(km): El ancho se define como la relación entre el área y la longitud de la cuenca.

Desnivel altitudinal (m): Diferencia entre la altura máxima y mínima de la cuenca.

Factor de forma (Ff): Es un parámetro adimensional que relaciona el perímetro de la cuenca con la longitud máxima de la misma. Si la forma de la cuenca es

aproximadamente circular, entonces el valor de Ff se acercará a uno. Mientras que, las cuencas más alargadas, tendrán un Ff menor. En las cuencas alargadas, las descargas son de menor volumen debido a que el cauce de agua principal es más largo que los cauces secundarios y los tiempos de concentración para eventos de precipitación son distintos, como se muestra en la Figura 65. Este caso es inverso a lo que ocurre con el coeficiente de compacidad.

Ecuación 8

$$Ff = A/L^2$$

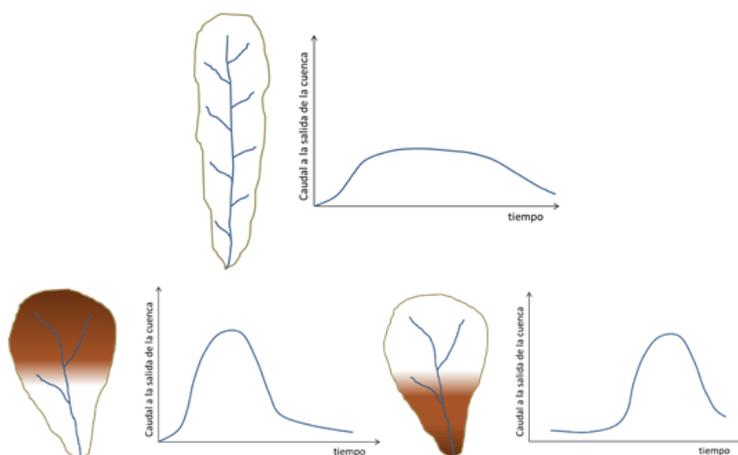


Figura 65. Factor de forma y caudales.

Tabla 24. Rangos aproximados del Factor de Forma. Fuente: Perez Machado, 1979

Factor de forma (valores aproximados)	Forma de la cuenca
<0,22	Muy alargada
0,22 a 0,30	Alargada
0,30 a 0,37	Ligeramente alargada
0,37 a 0,45	Ni alargada ni ensanchada
0,45 a 0,60	Ligeramente ensanchada
0,60 a 0,80	Ensanchada
0,80 a 1,20	Muy ensanchada
>1,20	Rodeando el desagüe

Índice de compacidad (Kc): El índice de compacidad se basa en la comparación con una cuenca ideal de forma circular con sus cauces dispuestos radialmente y que desembocan en el punto central (López Cadenas de Llano, 1998). Este parámetro describe la geometría de la cuenca y está estrechamente relacionado con el tiempo de concentración del sistema hidrológico.

Según el valor que tome este coeficiente, la cuenca tendrá diferente forma: $Kc = 1.00$ representa una cuenca redonda; $Kc = 1,25$, oval redonda; $Kc = 1,50$ oblonga; Kc igual o

mayor a 1,75 indica una cuenca rectangular-oblonga. Su valor será mayor que la unidad y crecerá con la irregularidad de la forma de la cuenca.

Ecuación 9

$$Kc = \frac{P_{cca}}{2\pi(A_{cca} \div \pi)^{\frac{1}{2}}}$$

Donde P cca= perímetro de la cuenca, A cca = área de la cuenca.

Índice de circularidad (Rc): El índice de circularidad de Miller (Rc) (Miller, 1953), donde se pone en relación el área de la cuenca y el área de un círculo de igual perímetro:

Ecuación 10

$$Rc = \frac{4\pi A}{p^2}$$

Los valores oscilan entre 0 y 1, y el máximo valor equivale a la unidad, lo que correspondería a una cuenca de forma circular.

Elementos más representativos de las cuencas, derivados de la elevación:

Cota máxima de la cuenca: Es la mayor altura a la cual se encuentra la divisoria de la cuenca (m s.n.m.).

Cota mínima de la cuenca: Es la cota sobre la cual la cuenca entrega sus aguas a un cauce superior (m s.n.m.).

Altitud media: Es la elevación promedio de la cuenca referida al nivel del mar.

Histograma de frecuencias altimétricas: Corresponde a la estimación del histograma de frecuencias de las elevaciones en la cuenca.

Curva Hipsométrica: Representación gráfica de la variación altitudinal de una cuenca, por medio de una curva tal, que a cada altura le corresponde un respectivo porcentaje del área ubicada por encima de esa altura.

Pendiente media de la cuenca: Valor medio del declive del terreno y la inclinación, respecto a la horizontal, de la vertiente sobre la cual se ubica la cuenca.

Orden de la cuenca: El orden de drenaje es una clasificación que proporciona el grado de bifurcación dentro de la cuenca. Se consideran corrientes de primer orden, aquellas corrientes fuertes, portadoras de aguas de nacimientos y que no tienen afluentes. Cuando dos corrientes de orden 1 se unen, resulta una corriente de orden dos. De

manera general, cuando dos corrientes de orden i se unen, resulta una corriente de orden $i+1$. Cuando una corriente se une con otra de orden mayor, resulta una corriente que conserva el mayor orden.

Longitud de drenajes (km): Longitud de la totalidad de cauces de la cuenca

Densidad de drenaje: Se relaciona la longitud de la totalidad de cauces de la cuenca con el área de esta última. Valores de densidad de drenaje próximo a 0.5 km/km^2 o mayores indican la eficiencia de la red de drenaje.

Frecuencia de cauces: Número de cauces por unidad de área.

Coefficiente de torrencialidad (Ct): Índice que mide el grado de torrencialidad de la cuenca, por medio de la relación del número de cauces de orden uno con respecto al área total de la misma. A mayor magnitud, mayor grado de torrencialidad presenta una cuenca.

Ecuación 11

$$Ct = \frac{\# \text{ cauces orden } 1}{A}$$

Pendiente del cauce (%): Relación entre la altura del cauce principal y la longitud del mismo.

Ecuación 12

$$Pm = \frac{H \text{ máx} - H \text{ mín}}{L} \times 100$$

Tiempo de concentración (hs): Es considerado como el tiempo de viaje de una gota de agua de lluvia que escurre superficialmente desde el lugar más lejano de la cuenca hasta el punto de salida. Para su cálculo se pueden emplear diferentes fórmulas que se relacionan con otros parámetros propios de la cuenca.

- California Culvert Practice (1942):

Ecuación 13

$$Tc = 0.0195x \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0.385}$$

Tc es el tiempo de concentración (horas). H es la diferencia entre la cota mayor y la cota menos de la cuenca (m). L es la longitud del cauce principal (km).

•Kirpich (1942):

Ecuación 14

$$T_c = 0.066x \left(\frac{L}{\sqrt{S}} \right)^{0.77}$$

Tc es el tiempo de concentración (horas). L es la longitud del cauce principal hasta la divisoria (kilómetros). 0 S es la pendiente promedio del cauce principal (m/m).

9.1.1. Parámetros de la cuenca del Arroyo Las Brusquitas

A continuación, los parámetros calculados para la cuenca del A° Las Brusquitas:

Tabla 25. Parámetros morfométricos generales

Parámetro	Símbolo	Valor	
Perímetro (km)	P	127	Subcuenca
Área (km ²)	A	138	
Longitud máxima (km)	LM	26	
Longitud cauce principal (km)	LCP	26,50	
Ancho de la cuenca (km)	AC	5,30	
Desnivel altitudinal (m)		149,54	

Tabla 26. Parámetros morfométricos asociados a la forma de la cuenca

Parámetro	Símbolo	Valor	
Factor forma	FF	0,20	Muy alargada
Coefficiente de compacidad	Kc	3,03	Rectangular oblonga
Coefficiente de circularidad		0,11	Alargada

Tabla 27. Parámetros morfométricos asociados a la forma del relieve

Parámetro	Símbolo	Valor
Cota máxima (m s.n.m)		151
Cota mínima (m s.n.m)		1,08
Altitud media (m s.n.m)		65,85
Altitud más frecuente (m s.n.m)		10
Altitud mayor del cauce		81
Altitud menor del cauce		1,52
Pendiente promedio de la cuenca (%)		0,57

Tabla 28. Parámetros morfométricos asociados a la red de drenaje

Parámetro	Símbolo	Valor	
Orden de la cuenca		3	
Longitud total drenajes (km)		61,87	
Densidad de drenaje		0,45	Cuenca mal drenada
Frecuencia de drenajes		0,07	
# de drenajes de orden 1		7	
Coeficiente de torrencialidad		0,05	
Pendiente del cauce (%)		0,30	
Tiempo de concentración (hs)		1,41	California Culvert Practice (1942)
Tiempo de concentración (hs)		0,32	Kirpich

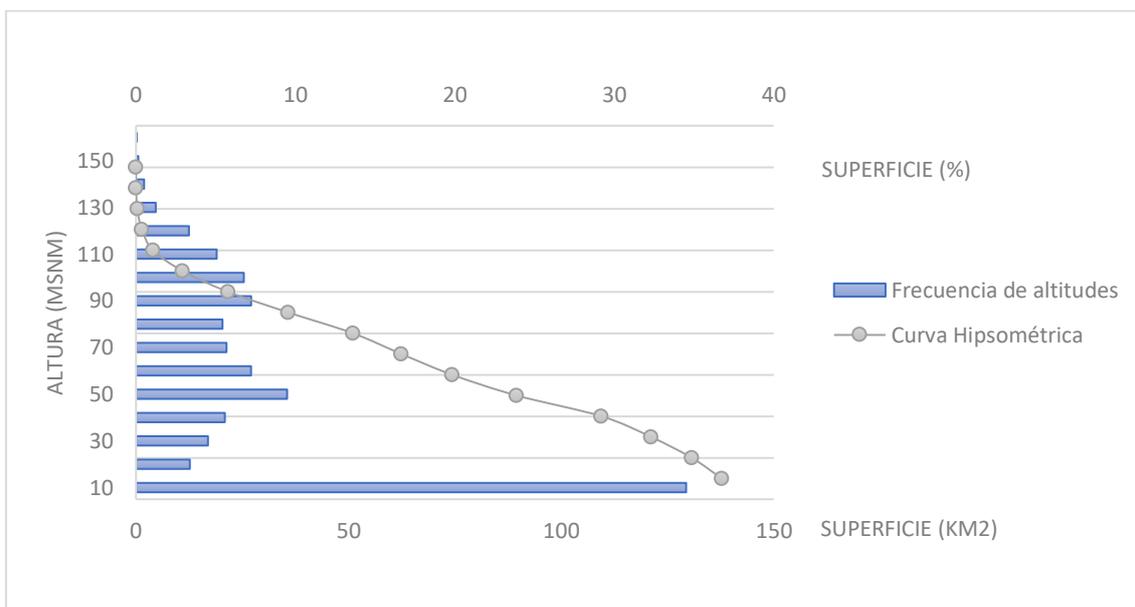


Figura 66. Curva hipsométrica e histograma de frecuencia del A° La Brusquitas.

9.1.2. Parámetros de la cuenca del Arroyo El Durazno

A continuación, los parámetros calculados para la cuenca del A° El Durazno:

Tabla 29. Parámetros morfométricos generales

Parámetro	Símbolo	Valor	
Perímetro (km)	P	144	
Área (km ²)	A	183	Subcuenca
Longitud máxima (km)	LM	33	
Longitud cauce principal (km)	LCP	23,90	
Ancho de la cuenca (km)	AC	5,55	
Desnivel altitudinal (m)		149,54	

Tabla 30. Parámetros morfométricos asociados a la forma de la cuenca

Parámetro	Símbolo	Valor	
Factor forma	FF	0,17	Muy alargada
Coeficiente de compacidad	Kc	2,98	Rectangular oblonga
Coeficiente de circularidad		0,11	Alargada

Tabla 31. Parámetros morfométricos asociados a la forma del relieve

Parámetro	Símbolo	Valor
Cota máxima (m s.n.m)		208
Cota mínima (m s.n.m)		1,46
Altitud media (m s.n.m)		61,16
Altitud más frecuente (m s.n.m)		10
Altitud mayor del cauce		131
Altitud menor del cauce		13
Pendiente promedio de la cuenca (%)		0,86

Tabla 32. Parámetros morfométricos asociados a la red de drenaje

Parámetro	Símbolo	Valor	
Orden de la cuenca		3	
Longitud total drenajes (km)		101,03	
Densidad de drenaje		0,55	Cuenca mal drenada
Frecuencia de drenajes		0,05	
# de drenajes de orden 1		12	
Coeficiente de torrencialidad		0,07	
Pendiente del cauce (%)		0,49	
Tiempo de concentración (hs)		0,10	California Culvert Practice (1942)
Tiempo de concentración (hs)		0,25	Kirpich

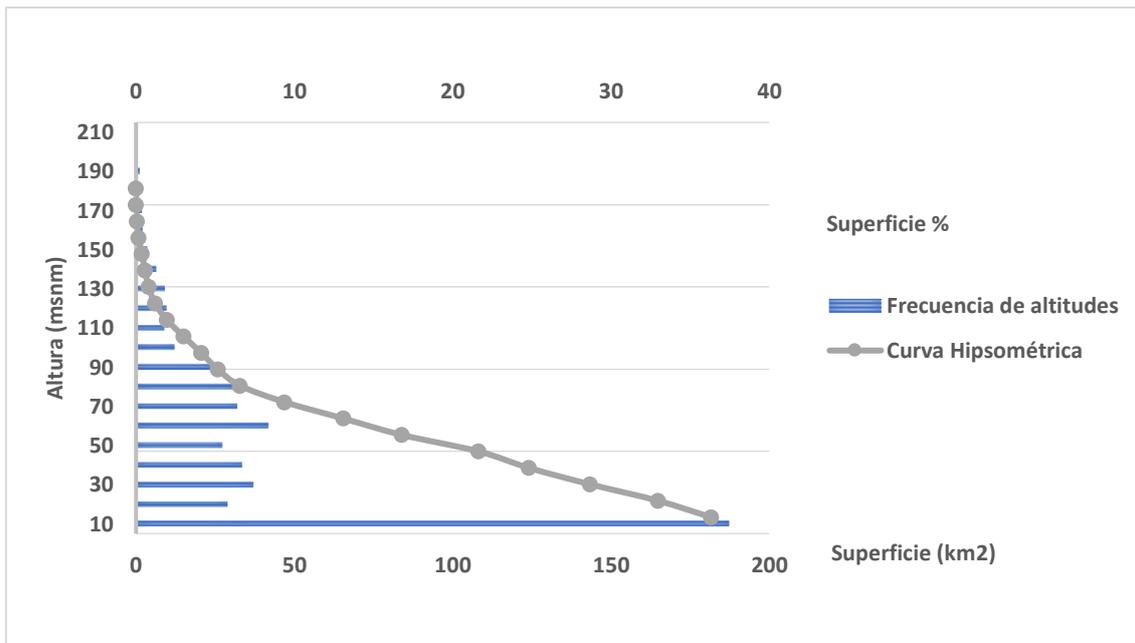


Figura 67. Curva hipsométrica e histograma de frecuencia del A° El Durazno.

9.2 Caudales de los arroyos

Se han realizado mediciones de caudal en los arroyos Las Brusquitas y El Durazno que se han sumado a mediciones antecedentes realizadas por el IGCyC (Figura 68)

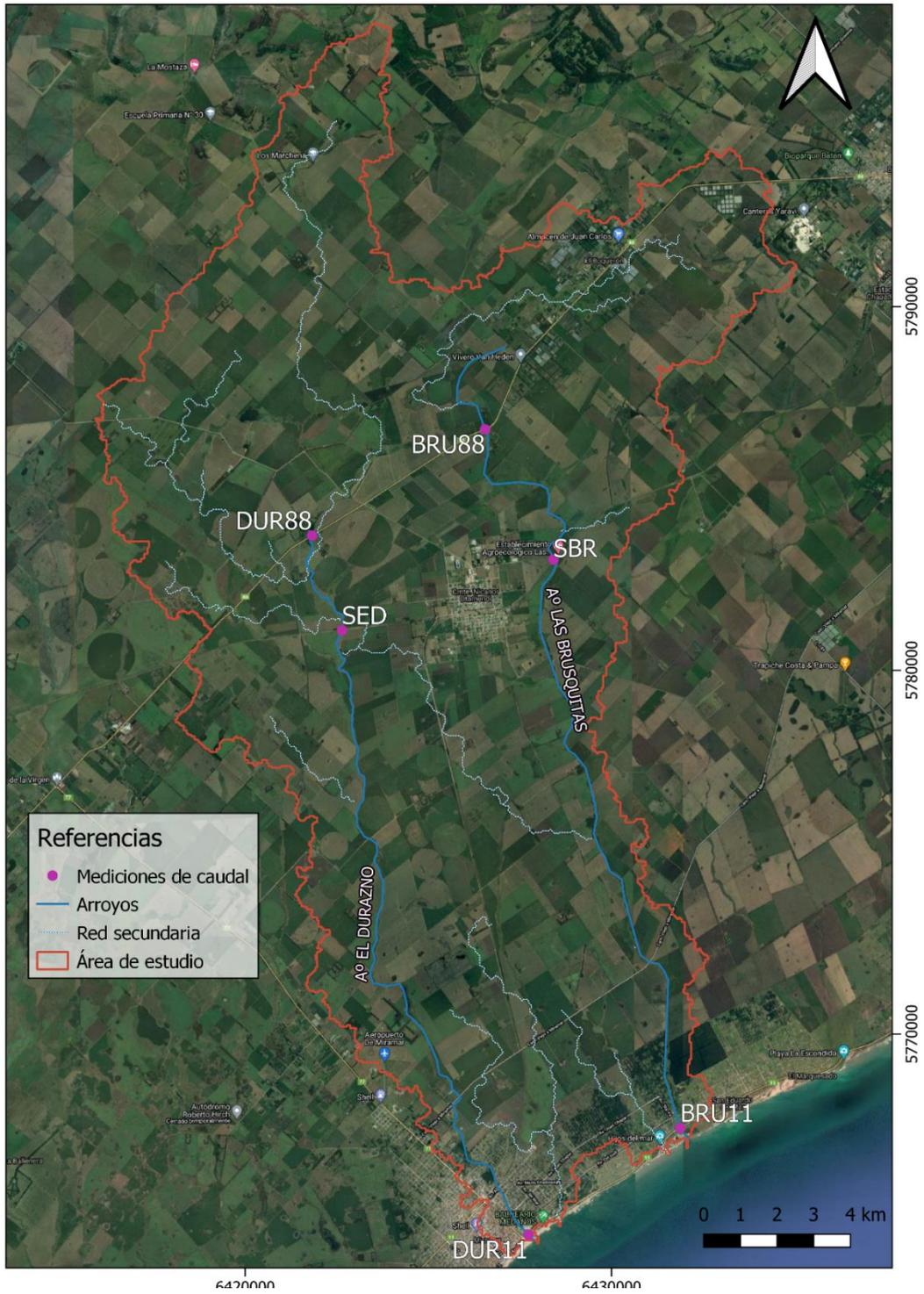


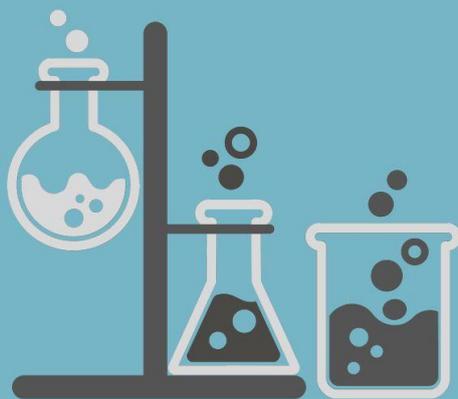
Figura 68. Ubicación de los puntos de monitoreo de los arroyos.

Tabla 31. Resultados de las mediciones de caudales en m³/seg.

Fecha	Las Brusquitas (BRU88)	Las Brusquitas (BRU11)	Las Brusquitas (SBR)	El Durazno (DUR88)	El Durazno (DUR11)	El Durazno (SED)
14/6/2012	0,20	0,80		0,07	0,17	
12/9/2012	0,26	0,87		0,21	1,01	
11/12/2012	0,10	0,50		0,17	0,24	
14/3/2013	0,02	0,12		0,10	0,27	
19/12/2017			0,53			1,20
27/5/2018			0,14			0,44
Promedio	0,36			0,28		

CAPÍTULO 10

CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA



10 Caracterización hidroquímica

La composición química del agua subterránea es el resultado combinado de la composición del agua que ingresa al acuífero y sus reacciones con los minerales presentes en la roca a través de la cual circula y en contacto con la que ha estado almacenada o, con sustancias contaminantes que afectan su calidad (Appelo y Postma, 2005) como también del clima y la topografía. Esta combinación da lugar a diversos tipos de agua que cambian tanto espacial como temporalmente. Es por esto que la información hidroquímica nos permite conocer los procesos que han tenido lugar en el agua desde que se infiltra hasta su descarga.

El uso de los iones principales como trazadores naturales (Back, 1966) se ha convertido en un método muy común para delinear el flujo en acuíferos. La variabilidad espacial observada en la composición de estos trazadores naturales puede proporcionar información valiosa sobre la heterogeneidad del acuífero, la conectividad y los procesos físicos y químicos que controlan la química del agua. En este método, las muestras de agua se dividen en grupos según su tipo, es decir, según sus características químicas similares, y luego se correlacionan según su ubicación.

Durante mayo 2016 y mayo de 2017, para observar las características generales tanto químicas como isotópicas. Se tomaron 32 muestras (Figura 69) en las que se analizaron los iones Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{-2} , SiO_4^- , ^2H y ^{18}O y la dureza. En campo se midió pH, conductividad eléctrica y temperatura.



Figura 69. Distribución de las muestras tomadas durante mayo 2016-mayo 2017.

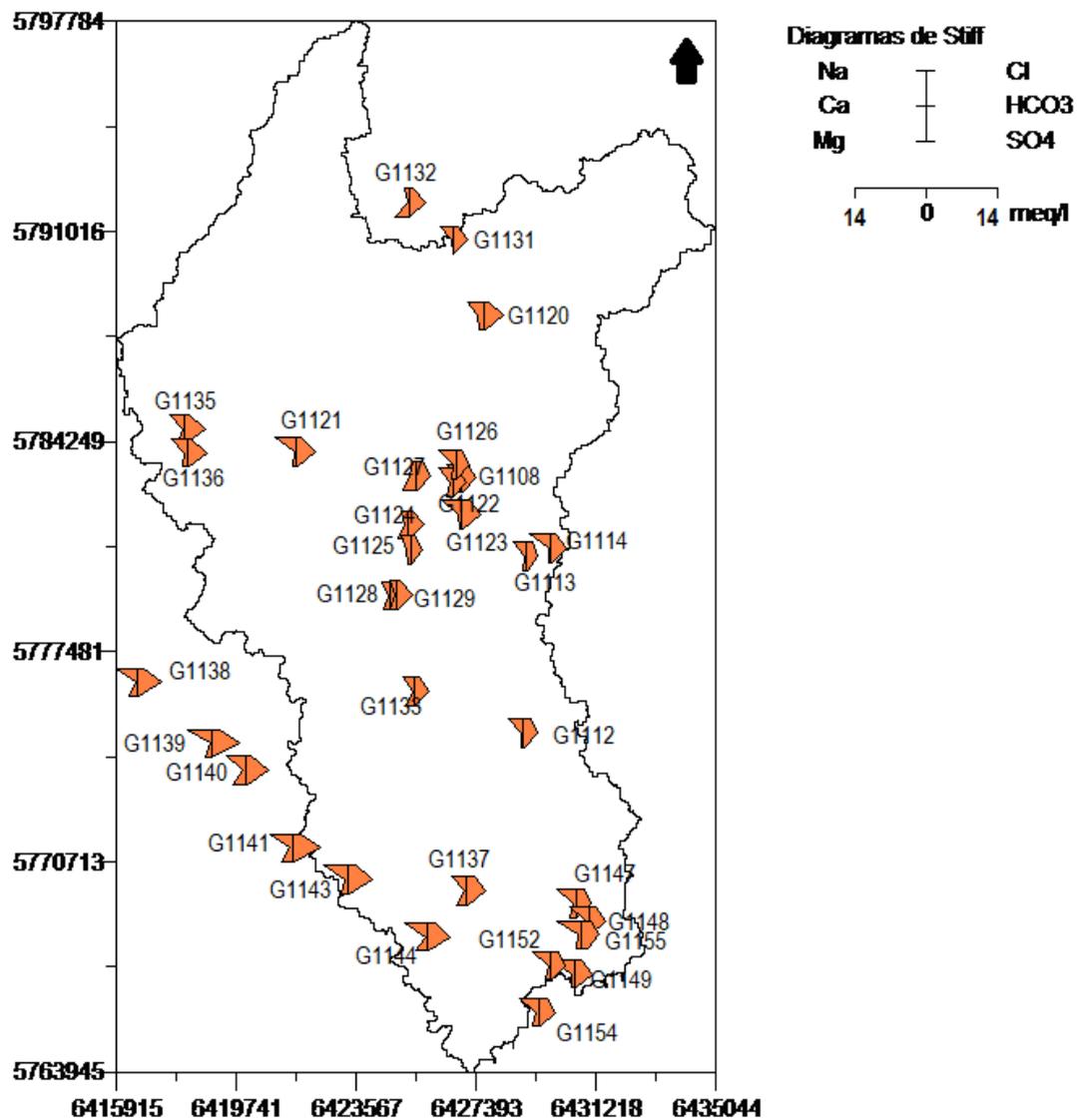


Figura 71. Diagramas de Stiff.

Tabla 33. Parámetros estadísticos de la composición hidroquímica (n=32).

	T (°C)	pH	C.E (μS/cm)	Na ⁺ (meq/l)	K ⁺ (meq/l)	Ca ⁺² (meq/l)	Mg ⁺² (meq/l)	Cl ⁻ (meq/l)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	NO ₃ ⁻ (meq/l)	SO ₄ ⁻² (meq/l)
Promedio	15,4	7,58	1037,85	8,07	0,29	1,24	3,27	2,88	8,72	1,60	0,33
Mediana	15,3	7,55	1003,00	8,27	0,28	1,20	2,92	2,88	7,97	1,43	0,29
Mínimo	10,7	7,18	593	1,74	0	0,35	0,86	1,33	5,72	0,17	0,16
Máximo	17,2	8,17	1820	12,18	0,9	2,84	6,79	4,54	13,6	4,93	1,68
Desvío estándar	1,45	0,24	235,83	2,88	0,16	0,53	1,61	0,92	2,14	1,05	0,25

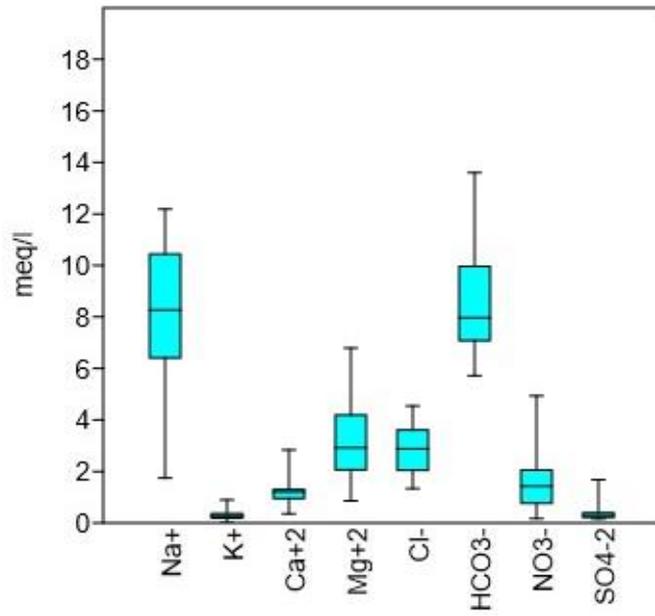


Figura 72. Box-plot de los iones mayoritarios.

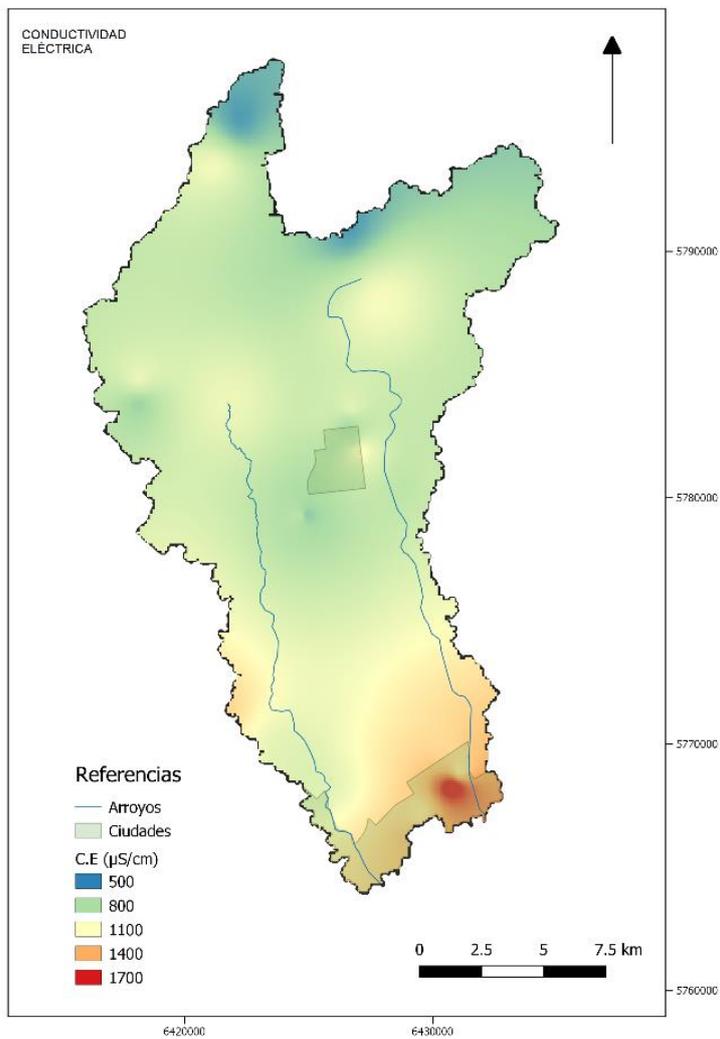


Figura 73. Mapa de conductividad eléctrica.

En cuanto a los iones (Figuras 74 y 75), los valores de bicarbonato más bajos se observan en el centro-este del área y el aumento se produce en dirección suroeste, el sulfato presenta un comportamiento similar. El sentido de aumento tanto del cloruro como del sodio es noroeste-sudeste. Los mayores valores del ión calcio se observan en el centro-noreste del área. En cuanto al magnesio, las mayores concentraciones se ubican en el norte y centro. En el norte de la cuenca estaría indicando la recarga regional, mientras que en el centro una recarga local.

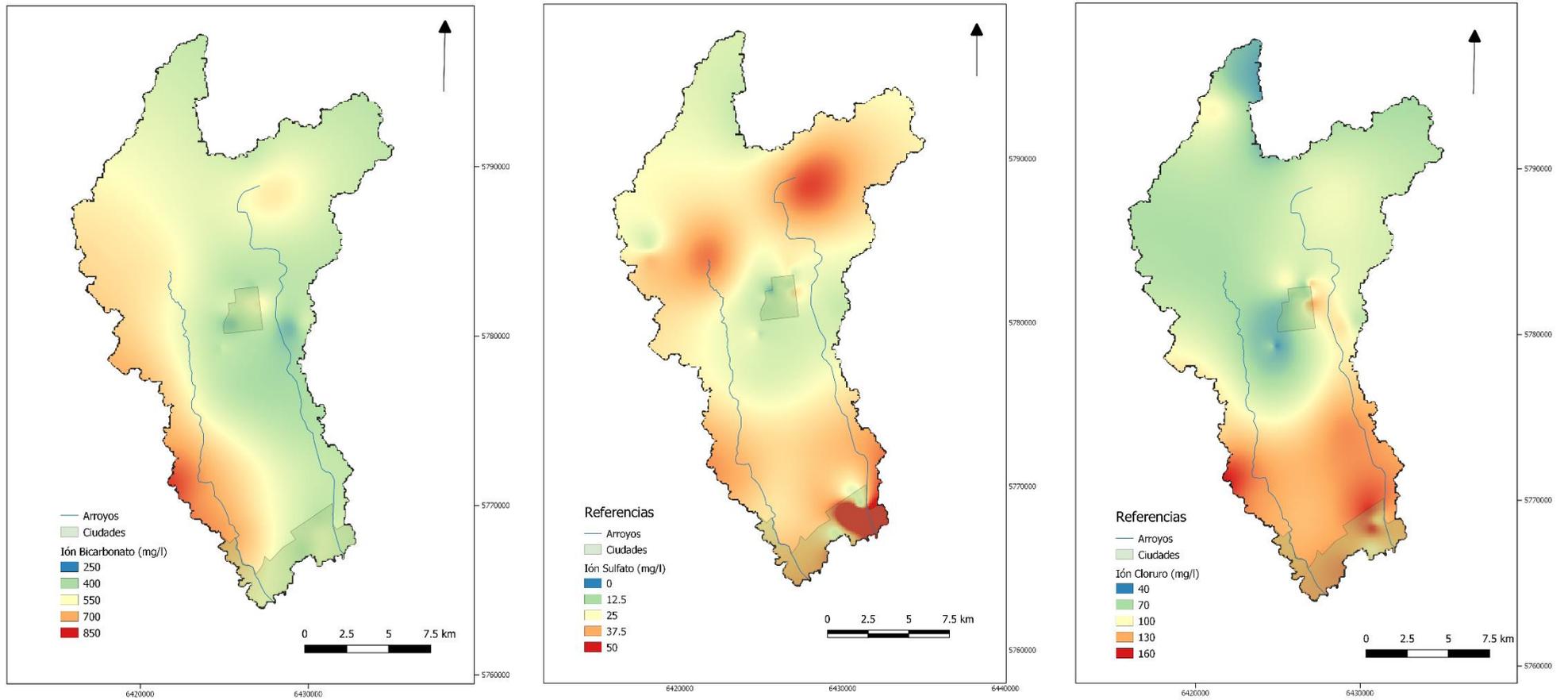


Figura 74. Mapas de isovalores de los aniones mayoritarios.

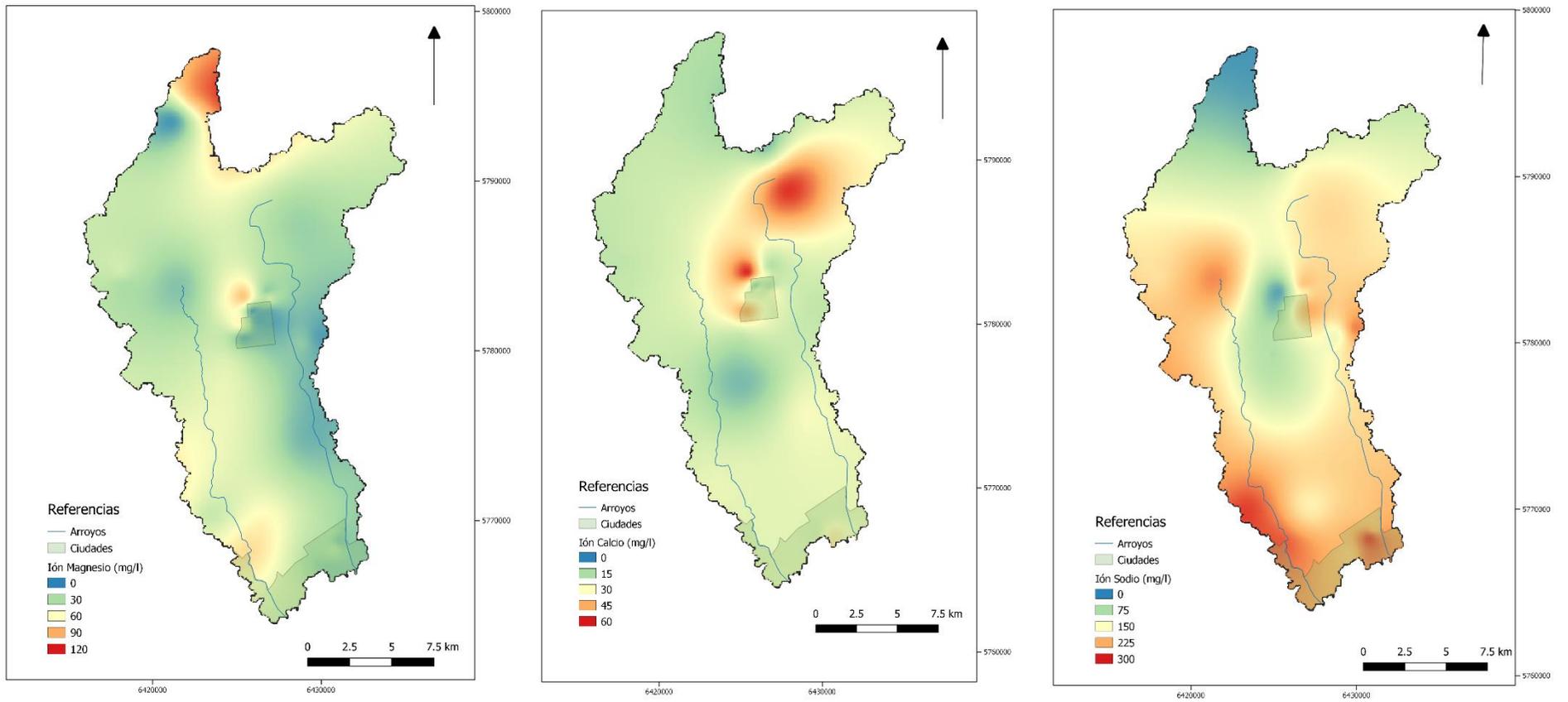


Figura 75 Mapas de isovalores de los cationes mayoritarios.

En cuanto al contenido de los nitratos en la mayoría de los pozos los valores sobrepasan el límite definido por la FAO y el CAA (Código Alimentario Argentino, 2021), el cual es de 45 mg/l (Figura 76). La elevada concentración de nitratos detectada podría relacionarse con la aplicación de fertilizantes en actividades agrícolas en general. En particular, en la margen izquierda de la cuenca, estos niveles elevados podrían estar vinculados al depósito a cielo abierto de residuos de la ciudad de Miramar, situado al norte de dichos puntos.

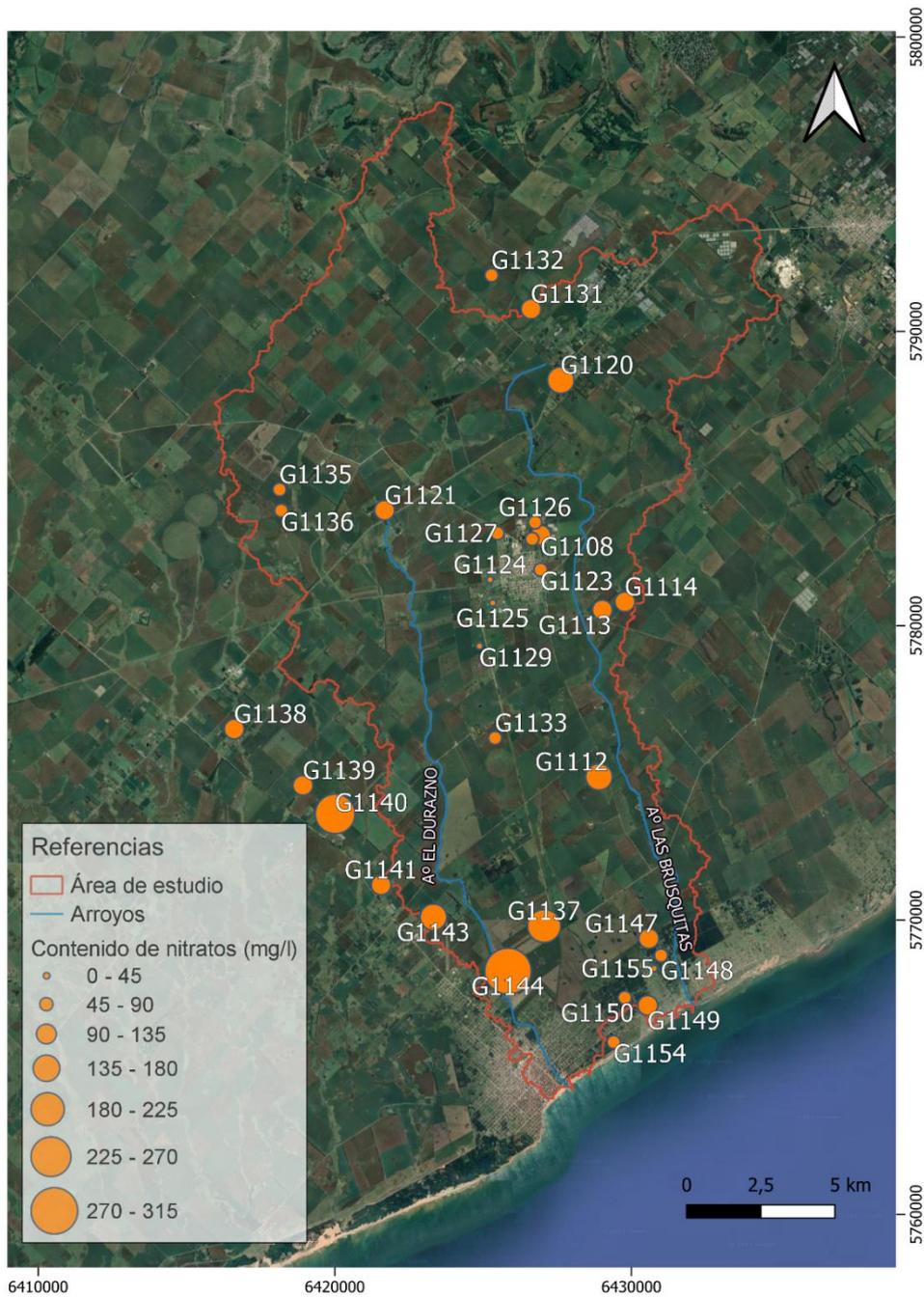


Figura 76. Contenido de nitratos.

10.1 Modelación Hidrogeoquímica

Para identificar los principales procesos que modifican el agua en el área de estudio se realizó la modelación hidroquímica usando el software NETPATH (Plummer, Prestemon y Parkhurst, 1991). El agua de recarga principal proviene de las precipitaciones, esta aporta los iones Cl^- y Na^+ procedentes del aerosol costero y otros iones en solución. Cuando esta precipitación alcanza el suelo reacciona con el CO_2 edáfico, acidificando el medio y favoreciendo la disolución de minerales evaporíticos, carbonatos y la hidrólisis de los silicatos constituyentes del loess pampeano (Martínez y Osterrieth, 1999) que aportan contenidos variables en Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} . Según Martínez y Bocanegra (2002) los procesos geoquímicos más importantes que controlan la composición de las aguas subterráneas en el acuífero son el intercambio catiónico y el equilibrio de calcita.

Los procesos utilizados para realizar la modelación fueron: (1) Disolución de CO_2 , (2) Equilibrio de Calcita, (3) Intercambio Ca/Mg (4) Intercambio Mg/Na (5) Disolución de Yeso (6) Disolución de Halita (este mineral no está presente, solo se agrega para explicar el aumento de cloruros). Para modelar estos procesos se siguió el sentido del flujo subterráneo, como solución inicial se tomó la composición promedio de las precipitaciones del área (Martínez et al. 2011). Todas las modelaciones dieron solo un modelo como resultado.

En la Tabla 34 se resumen los resultados obtenidos de la modelación inversa en una línea de flujo.

Tabla 34. Resultados obtenidos en la modelación inversa llevada a cabo con los datos de los análisis del agua subterránea. Los resultados se encuentran expresados en milimoles por kilogramo de agua.

Solución inicial		Solución final	Fase gaseosa (CO_2)	Calcita	Intercambio		Yeso	NaCl	Factor de evaporación	Factor de dilución
					Ca/Mg	Mg/Na				
PPT		G1132	0,310	0,434	5,493	-5,565	-0,020		3,73	
G1132		G1121	0,937	0,820	2,197	1,112	0,283	0,649		
G1121	PPT	G1128		-0,231	-2,060	0,000	-0,115	0,378		1,22
G1128		G1112	-0,259	0,035	-0,247	1,352	0,050	1,805		
G1112		G1147	0,526	0,339	1,323	-1,425	-0,001	0,915		

La primera modelación se realizó tomando como solución inicial la composición promedio de las precipitaciones y final la del pozo G1132 ubicado en la zona de recarga del área. En este modelo los procesos que ocurren son: la disolución de dióxido de carbono, la precipitación de calcita, el intercambio catiónico con adsorción de Ca^{+2} y liberación de Mg^{+2} y en una proporción un poco mayor se adsorbe Na^{+} y libera Mg^{+2} , lo que da como resultado un agua bicarbonatada magnésica. El factor de evaporación es 3.73. Indica que la concentración de los componentes aumentó aproximadamente 3.73 veces debido a la evaporación del agua.

El calcio desplaza al sodio de la superficie de adsorción y luego el magnesio es liberado, permitiendo el ingreso de sodio en la secuencia de intercambio. Esto explica los cambios observados en las relaciones entre calcio, magnesio y sodio en la solución final del modelo. El sodio, al ser un catión monovalente y presente en concentraciones relativamente altas debido a la evaporación del agua, puede ingresar en la secuencia de intercambio iónico en lugar de otros cationes como el calcio y el magnesio.

En el segundo paso se modelaron los procesos que ocurren de G1132 a G1121. En este modelo los procesos que ocurren son: la disolución de dióxido de carbono, la precipitación de calcita, el intercambio catiónico con adsorción de Ca^{+2} y liberación de Mg^{+2} y la adsorción de Mg^{+2} y liberación de Na^{+} , lo que da como resultado un agua bicarbonatada sódica. En menor medida se produciría la disolución de yeso.

En el tercer paso se modelaron los procesos que ocurren de G1121 a G1128, agregando la precipitación, ya que se observa un área de recarga local. En este modelo los procesos que ocurren son: la disolución de calcita, el intercambio catiónico con adsorción de Mg^{+2} y liberación de Ca^{+2} . La relación Mg/Na se mantuvo constante en la solución final en comparación con la inicial. Se indica un factor de dilución de 1,22, lo que sugiere que la solución final está diluida en un 22% en comparación con la solución inicial. Esto se debe a la adición de agua de precipitación por ser una zona de recarga local.

En un cuarto paso se modelaron los procesos que ocurren de G1128 a G1112. En este modelo los procesos que ocurren son: la disolución de dióxido de carbono, la precipitación de calcita, el intercambio catiónico con adsorción de Mg^{+2} y liberación de Ca^{+2} y la adsorción de Mg^{+2} y liberación de Na^{+} , lo que da como resultado un agua bicarbonatada sódica.

Por último, se modelaron los procesos que ocurren de G1112 a G1147. En este modelo los procesos que ocurren son: la disolución de dióxido de carbono, la precipitación de calcita, el intercambio catiónico con adsorción de Ca^{+2} y liberación de Mg^{+2} y en una proporción un poco mayor se adsorbe Na^{+} y libera Mg^{+2} , lo que da como resultado un agua bicarbonatada magnésica.

10.2 Variabilidad estacional

En el área, se seleccionaron 8 pozos (Figura 41) para llevar a cabo el muestreo estacional y realizar el análisis de las variaciones estacionales. Estos pozos ordenados de mayor a menor altura sobre el nivel de mar, son los siguientes: G1164, G1135, G1161, G1133, G1112, G1141, G1137 y G1148. El muestreo se realizó durante el año 2018.

En la Figura 77, se puede observar que un gran porcentaje de las muestras presenta una tipología bicarbonatada sódica. La muestra G1164, ubicada en la zona más cercana a las sierras, se diferencia al presentar un mayor contenido de los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} . Además, se observa un progresivo aumento en el contenido de cloruros desde el otoño hasta el verano.

Diagrama de Piper

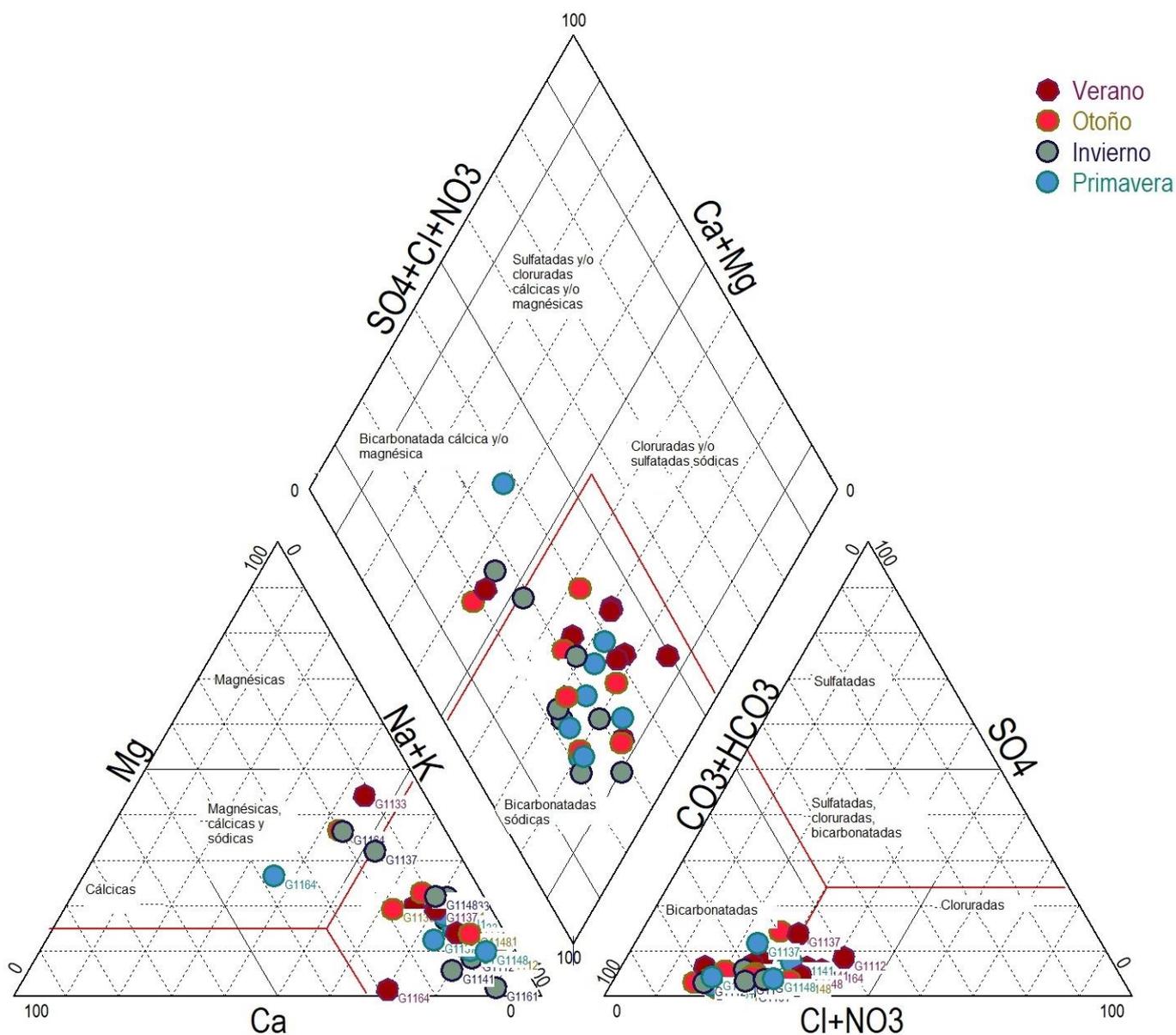


Figura 77. Diagrama de Piper estacional.

Para evaluar la evolución temporal de aguas subterráneas en un mismo punto se utilizaron los diagramas de Schoeller- Berkaloff (Schoeller, 1962) (Figura 78) y los diagramas de Stiff (Stiff, 1951) (Figura 79). Los mismos están puestos en orden por su altura sobre el nivel del mar, de más alto a más bajo.

Considerando que el bicarbonato es el componente que experimenta la mayor variación, se modeló la evolución estacional de la calcita en el pozo G1133 para determinar si su disolución es la responsable del aumento observado en los niveles de bicarbonato. Los resultados pueden verse en la Tabla 35. Esta disolución de calcita, preferentemente en invierno, puede ocurrir debido al aumento de CO₂ causado por la disminución de la temperatura.

Tabla 35. Resultados obtenidos en la modelación inversa llevada a cabo con los datos de los análisis del agua subterránea del pozo G1133. Los resultados se encuentran expresados en milimoles por kilogramo de agua.

Pozo G1133	Calcita
Verano- Otoño	-0,03744
Otoño -Invierno	0,08595
Invierno -Primavera	-0,12018
Primavera - Verano	0,07167

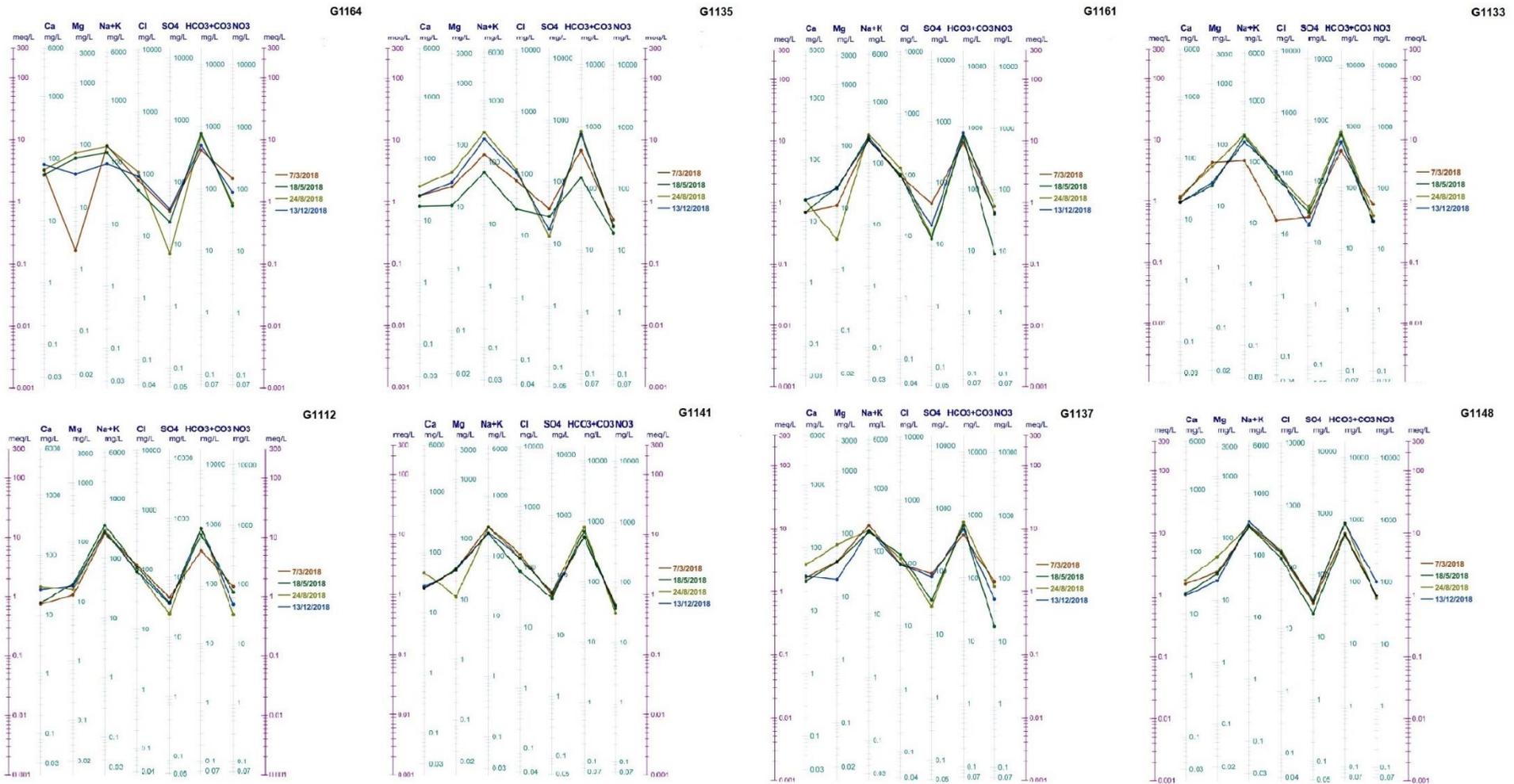


Figura 78. Diagrama de Schoeller- Berkaloff estacionales.

Stiff

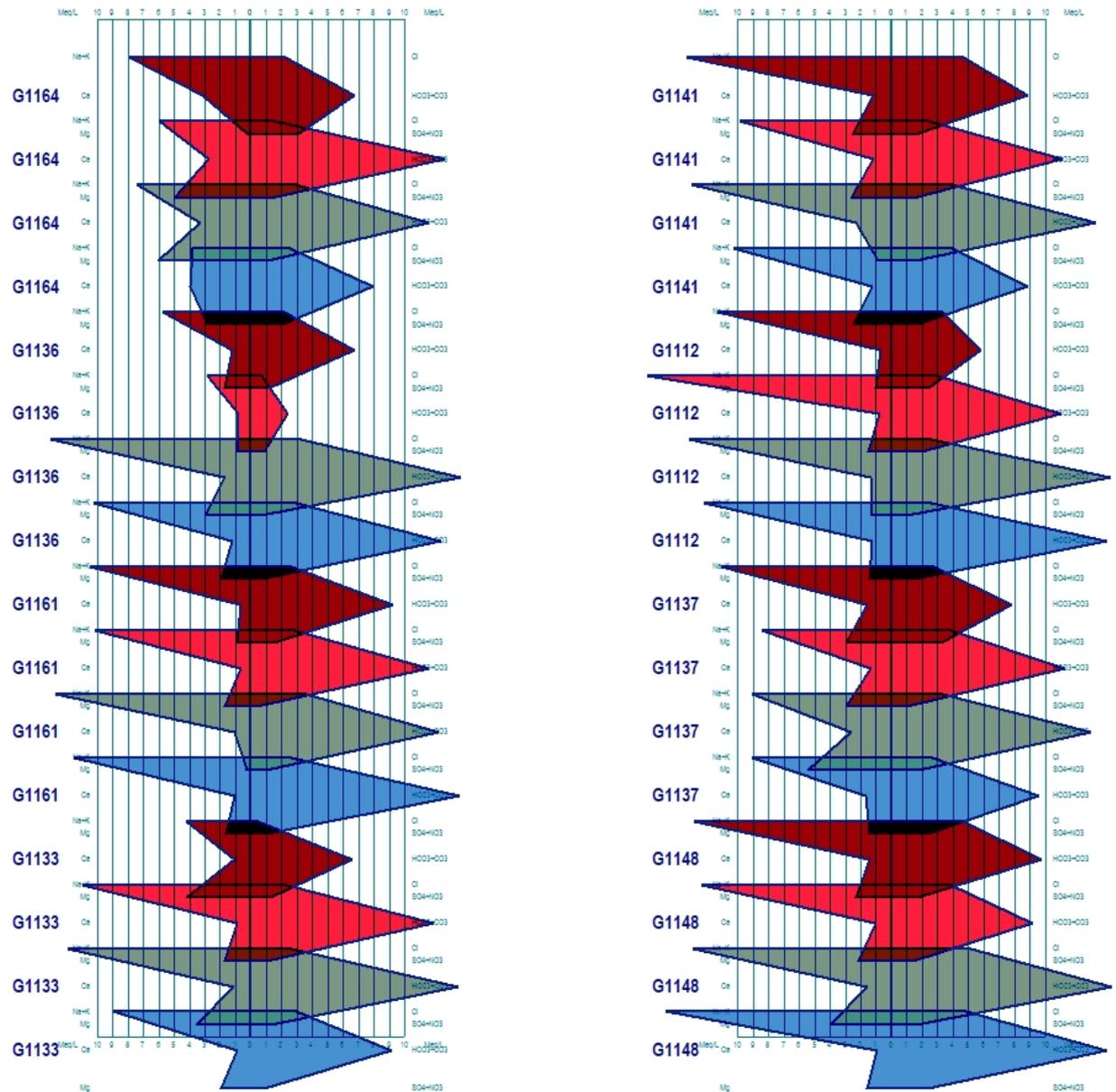


Figura 79. Diagramas de Stiff estacionales. Gris: invierno, azul: primavera, bordo: verano y rojo: otoño

10.3 Perfiles de conductividad

Para establecer diferencias en profundidad en el acuífero, se midió la conductividad eléctrica cada 1 m. Este procedimiento se realizó en 10 pozos de riego, (Figura 80) y (Figura 81), que no estaban encamisados.

Los aumentos más significativos en los valores de conductividad (Figura 82) se dan entre los 36 y los 32 m s.n.m, los 13 y 10 m s.n.m y los 2-1 m s.n.m.

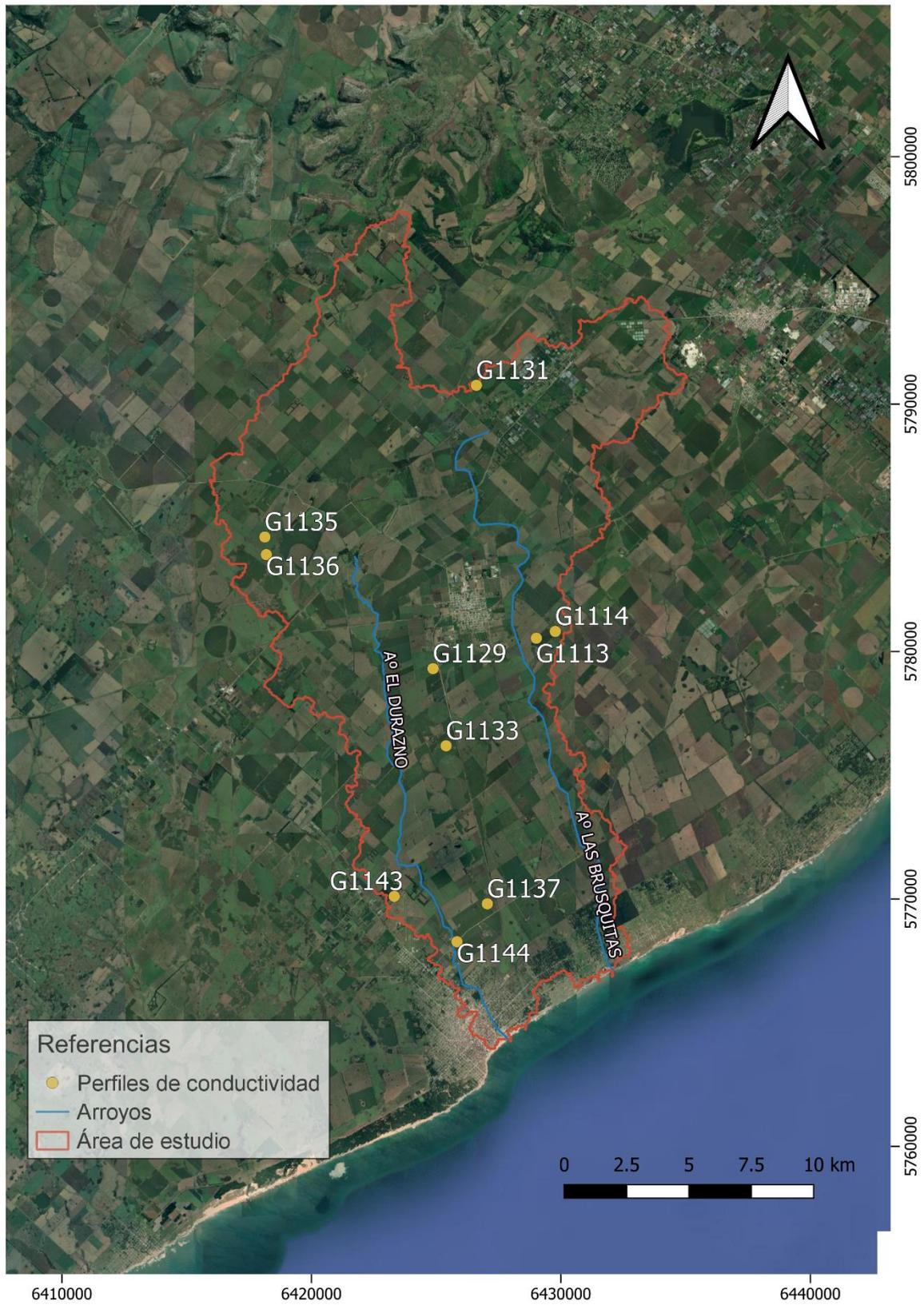


Figura 80. Ubicación de los perfiles de conductividad



Figura 81. Realizando perfil de conductividad en pozo de riego.

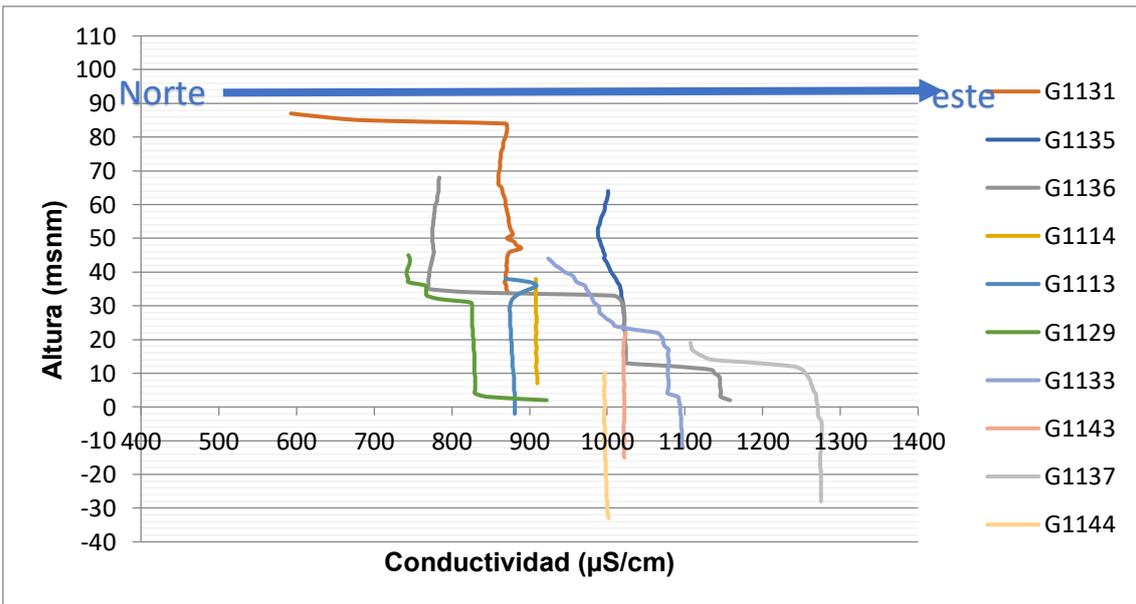


Figura 82. Perfiles de conductividad eléctrica del agua subterránea.

10.4 Caracterización hidroquímica de los arroyos

Las aguas superficiales de los arroyos (Figura 83) presentan facies bicarbonatadas sódicas (Figura 84) en coincidencia con las aguas subterráneas. El valor medio de pH de los arroyos se encuentra entre 8,2 y 8,5 (Tabla 36), indicando una mayor alcalinidad respecto del agua subterránea.

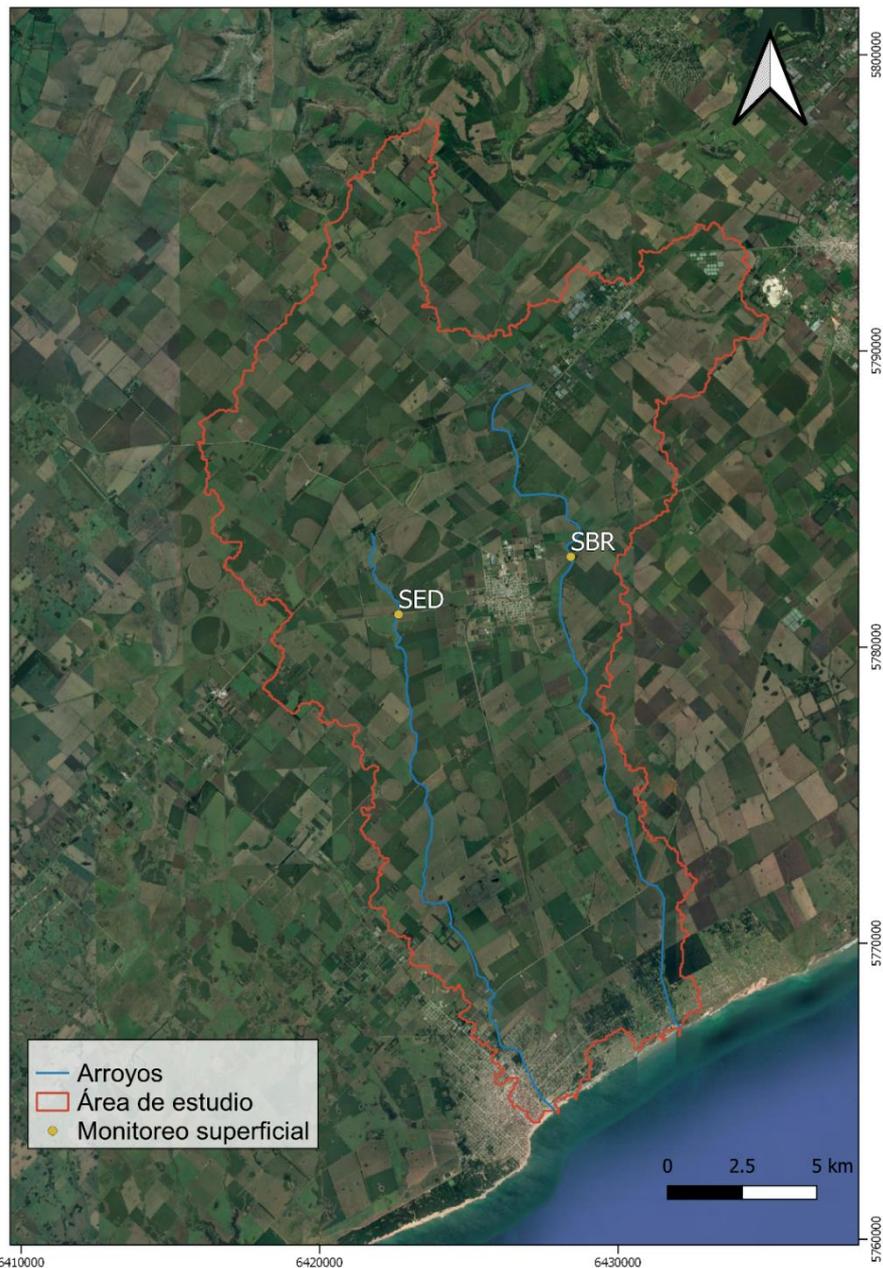


Figura 83. Ubicación de los puntos de monitoreo de los arroyos.

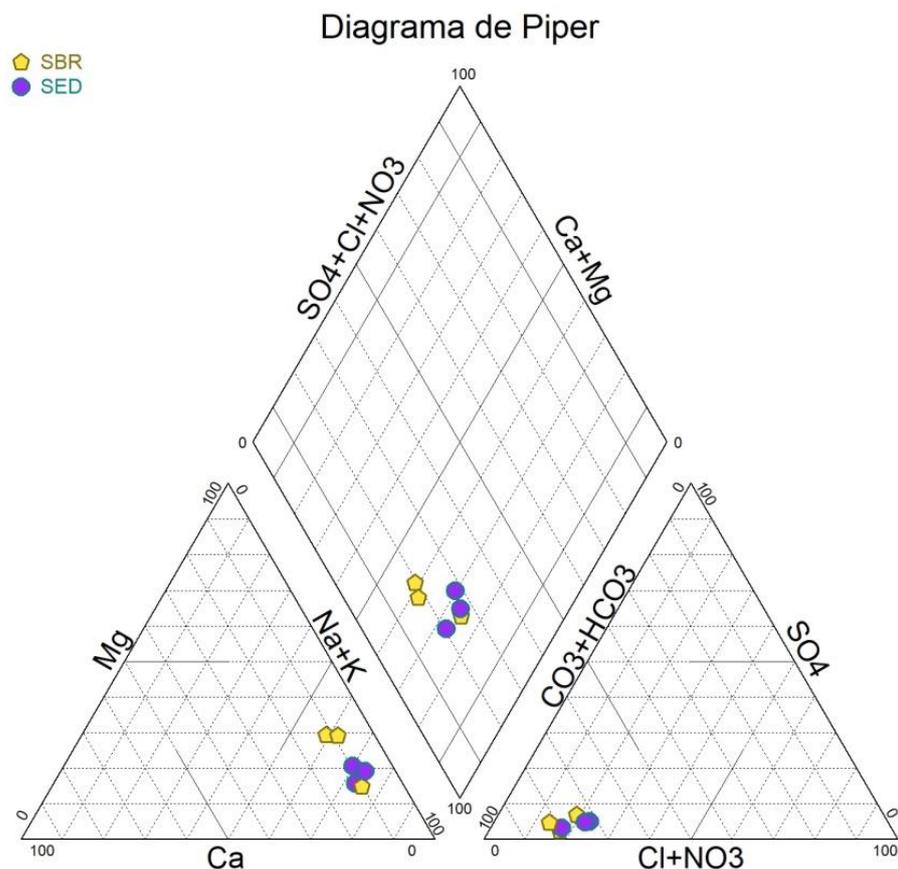


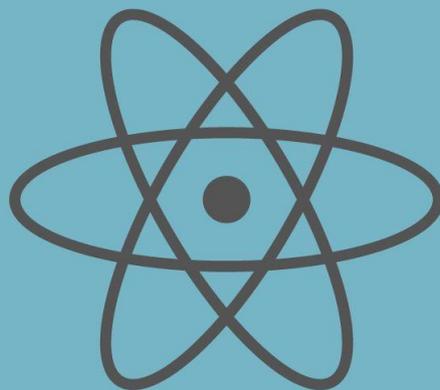
Figura 84. Diagrama Piper de los arroyos

Tabla 36. Composición hidroquímica de los arroyos

Nombre	Fecha	T (°C)	pH	C.E	Dureza (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	HCO3 (mg/l)	NO3 (mg/l)	CO3 (mg/l)	SO4 (mg/l)	SiO2 (mg/l)
SBR	24/8/18		8,46	1006	350	220	14	40	60	107	1018	32,5		23	19,3
SBR	13/12/18	16,7	8,06	1082	183	240	13	30	26	95,4	732	23,6		53	33,6
SBR	16/8/19	11,8	8,44	1059	195	140	8	18	36	7,4	468	77	33,4	24	41
Prom.		14,25	8,32	1049	242,67	200	11,67	29,33	40,67	69,93	739,33	44,37	33,40	33,33	31,30
SED	24/8/18		8,53	868	174	290	14	41	34	95,4	864	24,5		28	14
SED	13/12/18	18,3	8,41	1177	197	200	10	25	32,2	103	683,2	42		37	45
SED	16/8/19	12	8,56	1123	147	180	10	16	25,6	84	468	17	33,4	28	44
Prom.		15,15	8,50	1056	172,67	223,33	11,33	27,33	30,60	94,13	671,73	27,83	33,40	31,00	34,33

CAPÍTULO 11

CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA



11 Caracterización isotópica

Los isótopos ambientales son una herramienta muy útil para proporcionar conocimiento sobre los procesos hidrológicos, ya que integran la variabilidad a pequeña escala permitiendo obtener una buena interpretación de los procesos a nivel de cuenca (Kendall y Doctor, 2003). Las técnicas isotópicas se basan en los isótopos estables del agua (^{18}O y ^2H), inicialmente el contenido isotópico del agua se corresponde con el que presenta el agua de las precipitaciones (Craig, 1961), mientras que una importante variedad de procesos modifica su contenido isotópico básico, las variaciones en las abundancias de ^2H y ^{18}O observadas en las aguas naturales están fuertemente relacionadas con el fraccionamiento isotópico que ocurre durante los procesos de evaporación y condensación (Craig y Gordon, 1965). Esta abundancia relativa de moléculas “pesadas” conduce a dos términos muy utilizados: agua empobrecida y agua enriquecida (Massone, Martínez y Quiroz Londoño, 2014). Se puede afirmar entonces que las aguas subterráneas de una determinada zona que tienen un origen diferente, también tienen una composición isotópica diferente.

11.1 Caracterización isotópica de la precipitación

En la caracterización isotópica de la precipitación, se logra ajustar el modelo hidrogeológico, ya que en el área de estudio esta variable se considera la principal entrada y sirve como referencia para determinar la composición isotópica del agua subterránea.

Inicialmente, se utilizaron los datos obtenidos de la estación LMP (Lluvia Mar del Plata) perteneciente al Grupo de Hidrogeología, así como las muestras de precipitación recopiladas en el trabajo de Calvi (2017) en la Chacra experimental de Miramar. Posteriormente, se agregaron los datos de la estación LOT (Lluvia Otamendi) ubicada en Otamendi (Figura 85) (Tabla 37).



Figura 85. Ubicación de las estaciones de precipitación

Tabla 37. Valores isotópicos mensuales de las precipitaciones del área

Mes	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	Exceso de deuterio	Estación
abr-15	-30,0	-4,6	6,8	Chacra Experimental Miramar (Calvi, 2016)
ago-15	-29,0	-0,7	-23,4	
oct-15	-14,0	-2,9	9,2	
nov-15	-19,0	-3,8	11,4	
ene-16	-13,0	-3,0	11,0	
feb-16	-15,0	-2,3	3,4	
mar-16	-24,0	-3,5	4,0	
abr-16	-28,0	-5,7	17,6	
may-16	-58,0	-8,7	11,6	
jul-16	-54,0	-8,2	11,6	
sep-16	-43,0	-7,0	13,0	
oct-16	-9,0	-2,5	11,0	
nov-16	-37,0	-6,7	16,6	

dic-16	-31,6	-5,5	12,4	LMP
ene-17	-22,5	-4,8	15,9	
feb-17	-31,3	-5,4	11,9	
mar-17	-37,0	-6,4	14,2	
jun-17	-24,8	-4,3	9,6	
jul-17	-12,2	-3,9	19,0	
ago-17	-23,0	-4,4	12,2	
sep-17	-20,2	-3,5	7,8	
oct-17	-13,0	-1,3	-2,6	
nov-17	-22,6	-4,5	13,4	
dic-17	-13,4	-3,5	14,6	
mar-18	-26,8	-4,7	10,8	
may-18	-23,8	-5,0	16,2	
jun-18	-30,5	-6,0	17,5	
sep-18	-21,7	-4,7	15,9	
oct-18	-28,9	-5,3	13,5	
nov-18	-31,0	-5,5	13,0	
dic-18	-31,5	-4,9	7,7	
ene-19	-42,1	-6,3	8,3	
feb-19	-27,8	-5,7	17,8	
mar-19	-29,2	-5,3	13,2	
abr-19	-52,2	-8,1	12,6	
may-19	-51,6	-7,9	11,4	
jun-19	-31,9	-5,5	11,9	
jul-19	-33,4	-6,6	19,8	
ago-19	-5,9	-1,3	4,9	
sep-19	22,3	0,5	17,9	
nov-19	-4,4	-2,2	13,4	
feb-20	-20,9	-3,9	11,0	
mar-20	-23,9	-4,5	12,4	
abr-20	-41,1	-6,9	14,0	
may-20	-40,5	-6,6	12,6	
jun-20	-33,9	-5,7	11,8	
jul-20	-4,0	-2,5	15,9	
ago-20	-3,3	-2,3	15,6	
sep-20	-17,2	-3,5	10,9	
oct-20	-13,4	-3,2	12,7	
nov-20	18,9	1,1	9,8	
dic-20	-20,2	-4,6	16,8	
ene-21	-39,0	-6,4	12,6	
feb-21	-28,0	-5,1	12,7	
mar-21	-41,4	-7,0	14,9	
abr-21	-35,4	-6,3	15,5	
may-21	-33,9	-6,2	16,0	
jun-21	-66,7	-9,1	6,8	
jul-21	-17,9	-4,0	14,7	
				LOT

La Figura 86 muestra la composición isotópica de las precipitaciones respecto a la LMM y LML.

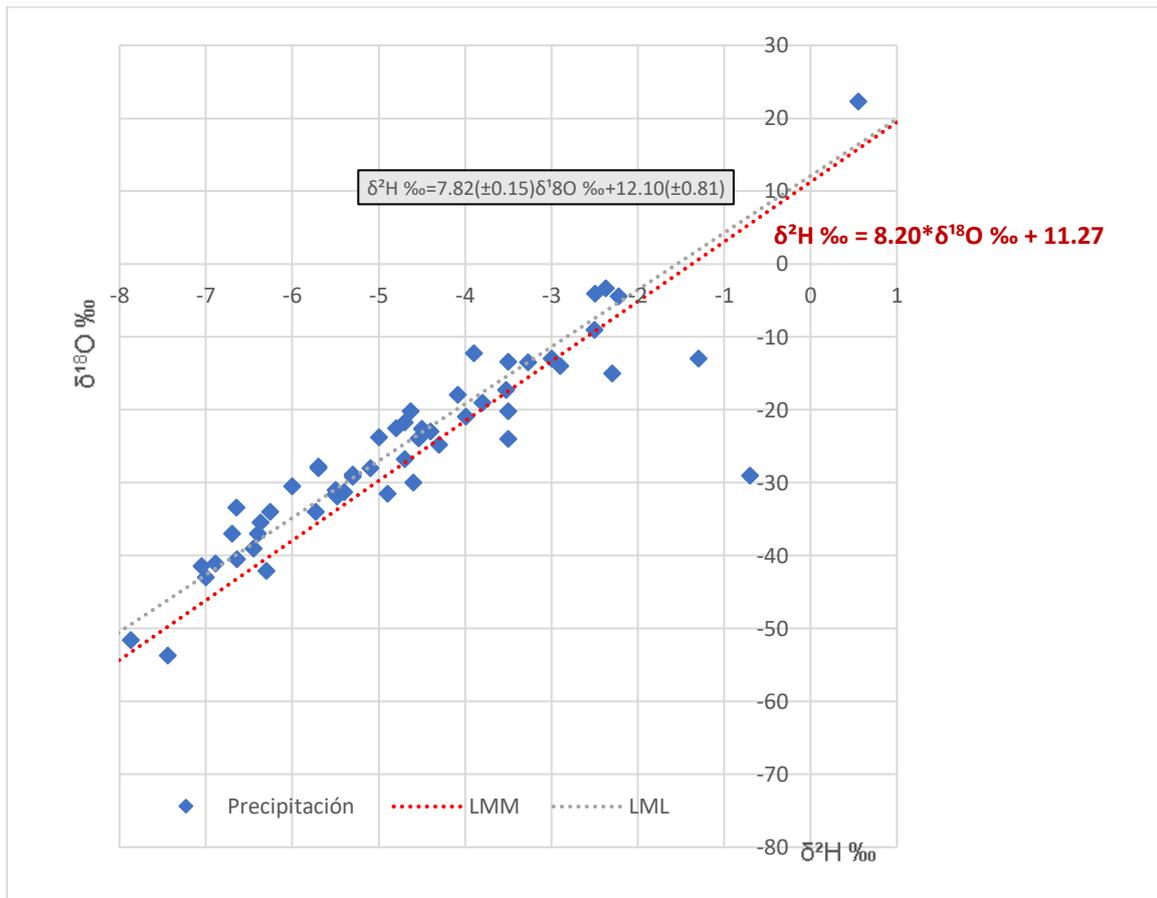


Figura 86. Composición isotópica de las precipitaciones.

11.2 Caracterización isotópica del agua subterránea

En la Figura 87 se grafica el contenido $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua subterráneas (Ubicación: Figura 69) del área para el periodo (mayo 2016-mayo 2017), respecto de la línea meteórica local (LML) y la línea meteórica mundial (LMM), también se pone como referencia el valor promedio isotópico del agua de lluvia de la estación LMP, por ser la estación pluviométrica más cercana al área de estudio. Se puede observar en forma general, que las muestras se ajustan relativamente bien a ambas líneas meteóricas, sin evidenciar procesos de evaporación, sin embargo, se pueden diferenciar tres grupos, dos que se alejan de los valores promedios (Tabla 38), unos más empobrecidos que se podrían agrupar entre los -6,2 a -5,83 de $\delta^{18}\text{O}$, otro más enriquecidos entre los -5,22 a -4,93 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y el último, que representa la composición isotópica media del área de -5,21 a -5,82 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$. El primer grupo se asocia a muestras localizadas en la zona de lomadas, donde el recorrido en la ZNS es mayor, ya

que el niveles freático se encuentra a mayores profundidades y el basamento hidrológico se encuentra próximo a la superficie, por ende el espesor del acuífero es menor (G1108, G1125, G1131, G1139 y G1162), el segundo grupo coincide con pozos de riego que no se encuentran bien aislados en superficie, por lo que hay mezcla con precipitaciones recientes y procesos de evaporación (G1120, G1128, G1129 y G1136) y el tercer grupo representa a la mayoría de las muestras y se corresponde con el valor promedio de la precipitación local.

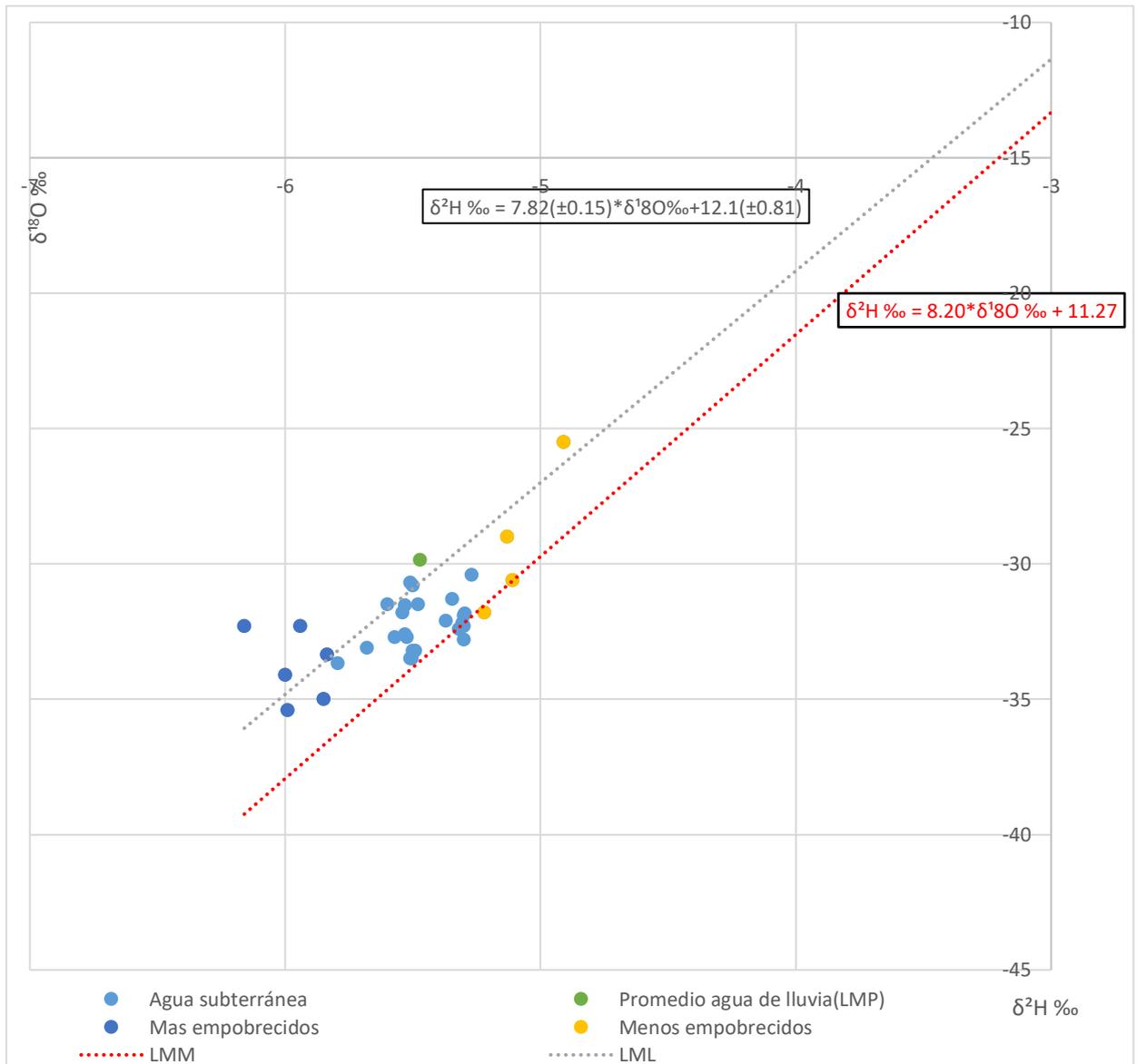


Figura 87. Composición isotópica del agua subterránea.

Tabla 38. Parámetros estadísticos de la composición isotópica del agua subterránea (n=36).

	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	Exceso de deuterio
Promedio	-32,3	-5,52	10,96
Mínimo	-36,4	-6,2	8,65
Máximo	-25,5	-4,91	15,87
Desvío estándar	1,86	0,297	1,58

11.3. Variabilidad isotópica estacional de la precipitación y del agua subterránea

Dapeña y Panarello (2007b) y Dapeña y Panarello (2008) observaron un patrón estacional en las precipitaciones, existiendo una buena correlación entre la temperatura y la composición isotópica media mensual durante los meses de enero a abril. Se notó una inversión de la pendiente, con un mayor enriquecimiento isotópico a menor temperatura durante los meses más fríos (mayo-agosto). Además, se registraron valores más empobrecidos durante los meses de febrero a mayo. En algunos años, este empobrecimiento isotópico fue mucho mayor, con valores $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a -10‰ , probablemente relacionados con la procedencia de las masas de aire. Este patrón estacional permite identificar, al compararlo con la composición isotópica del agua subterránea, cuáles son los meses en los que ocurre la recarga del acuífero. En la Tabla 39 se resumen los parámetros estadísticos básicos de la composición isotópica de la precipitación agrupada de manera estacional.

Tabla 39. Parámetros estadísticos de la composición isotópica de la precipitación agrupada de manera estacional

Estación	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	Exceso de deuterio
Otoño	-36,07	-6,10	12,76
Invierno	-23,83	-4,30	10,55
Primavera	-15,70	-3,55	12,69
Verano	-26,91	-4,84	11,80

En el siguiente gráfico (Figura 88), se puede observar que la composición isotópica del agua subterránea está fuertemente relacionada con las precipitaciones. Se puede notar que dicha composición se asemeja en mayor medida a las precipitaciones registradas durante el otoño. Sin embargo, también se observa una mezcla en algunos pozos, lo

cual concuerda con una menor profundidad del nivel freático (G1120, G1128, G1129 y G1136). Esta observación sugiere que la recarga del acuífero durante el período de elaboración de esta tesis estaría principalmente vinculada a las precipitaciones ocurridas durante el otoño.

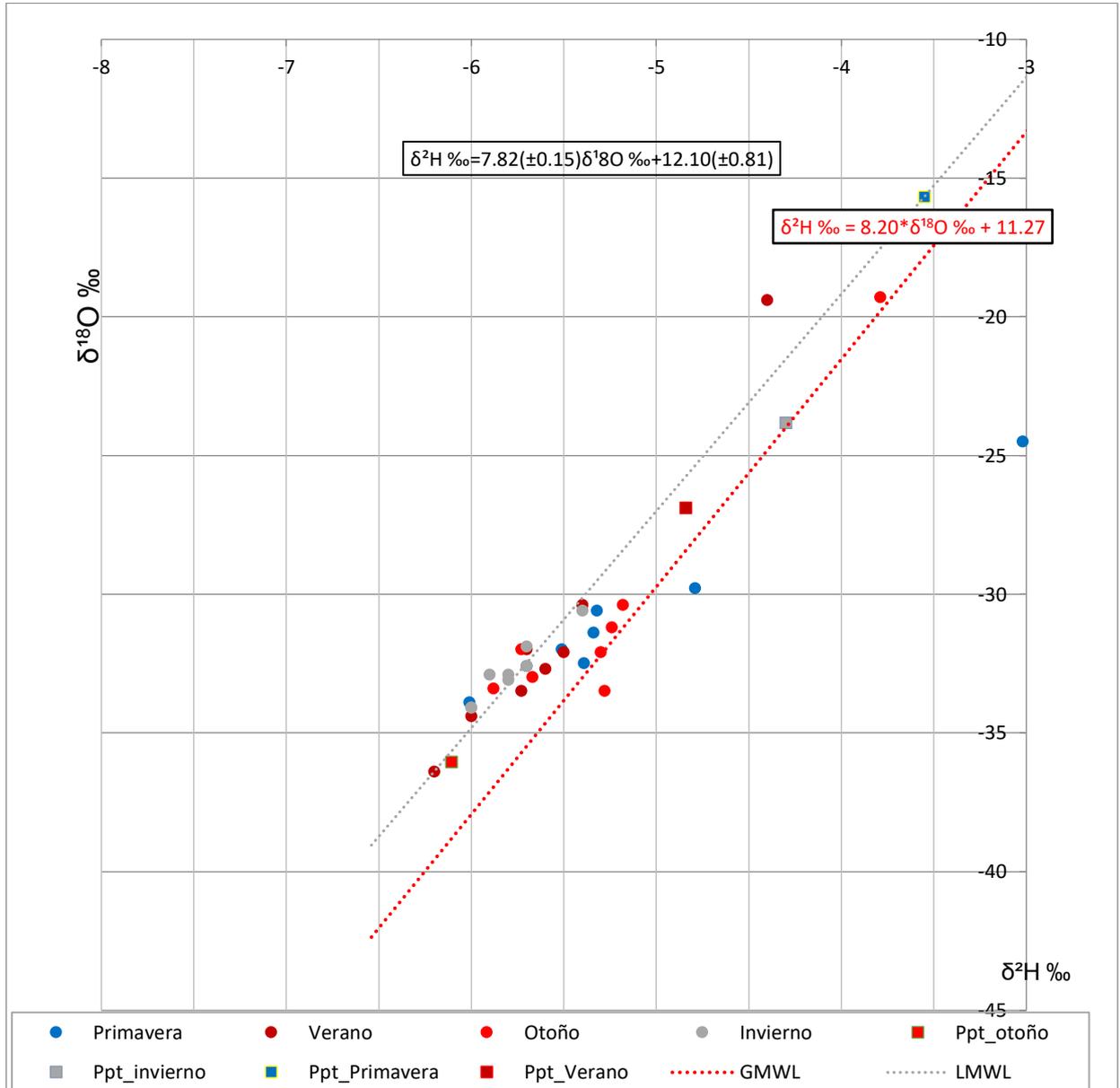


Figura 88. Variación estacional en la composición isotópica del agua subterránea.

11.4 Composición isotópica de los arroyos

En la Figura 89 se puede observar la composición isotópica de los cursos superficiales Las Brusquitas y El Durazno, así como la composición isotópica promedio de la precipitación y de las aguas subterráneas. La composición isotópica de los arroyos se sitúa entre los promedios de las composiciones del agua de lluvia y subterránea, lo que sugiere una mezcla. Sin embargo, la influencia del agua subterránea es mayor, lo que indica que los arroyos son de carácter ganador. Además, se observa evidencia de evaporación, ya que una pendiente (relación $\Delta\delta^2\text{H}/\Delta\delta^{18}\text{O}$) menor a la LMM generalmente implica que el fraccionamiento isotópico está ocurriendo bajo condiciones de evaporación, donde los isótopos más pesados (^{18}O y ^2H) se enriquecen en el agua residual.

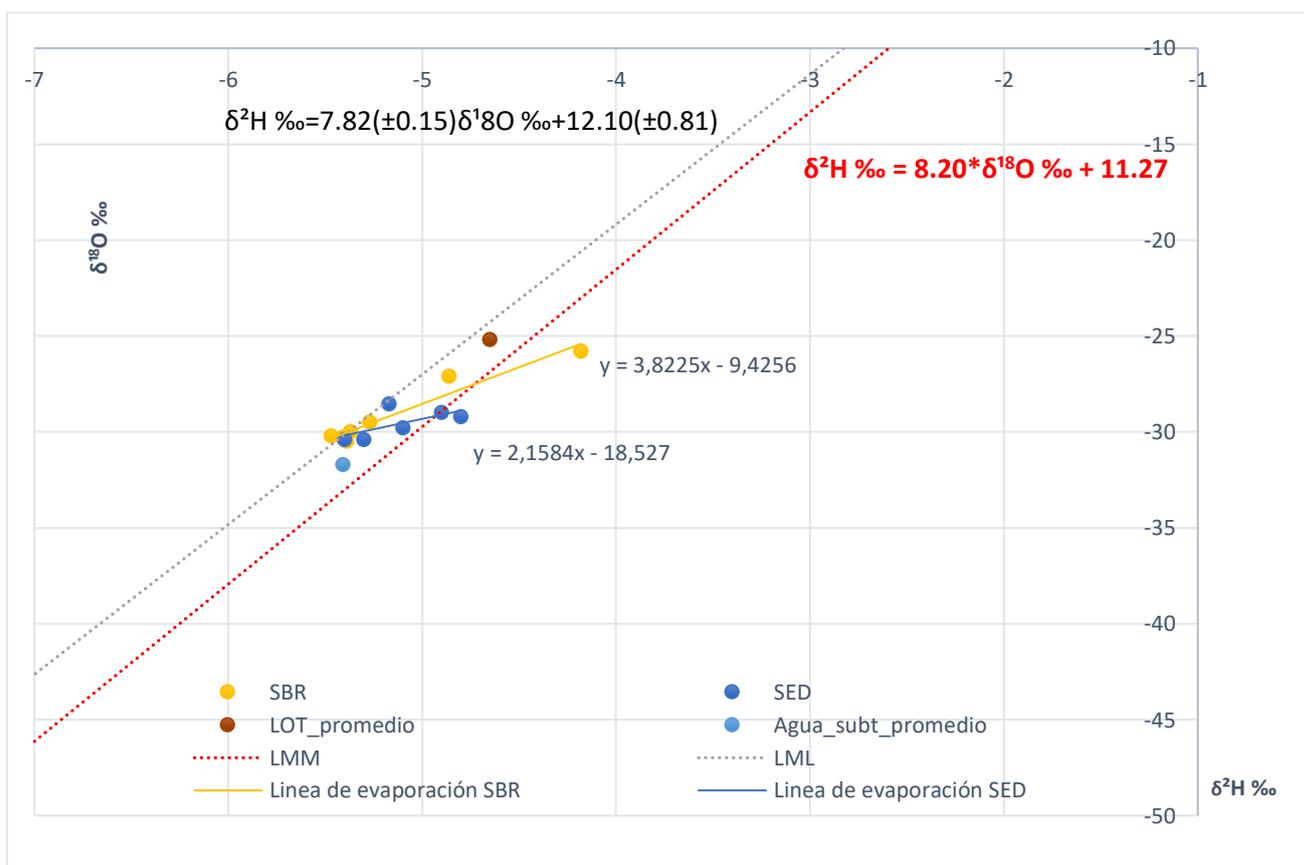


Figura 89. Composición isotópica de los cursos superficiales.

11.5 Tritio

Las mediciones de tritio (^3H) se pueden utilizar como una herramienta de datación relativa. Dado que la presencia de ^3H geogénico en la mayoría de las aguas subterráneas es insignificante, la detección de tritio en las aguas subterráneas generalmente indica una recarga moderna. Cuando los niveles son altos ($>\sim 30$ TU), se puede inferir la influencia de pruebas termonucleares en la atmósfera, lo que sugiere una recarga durante la década de 1960. Las aguas subterráneas con niveles de ^3H cercanos al límite de detección (~ 1 TU) suelen ser submodernas o paleoaguas que se han mezclado con aguas subterráneas modernas poco profundas en la zona de descarga, como manantiales.

En las tres décadas transcurridas desde las últimas pruebas importantes, el ^3H proveniente de bombas termonucleares se ha disipado en los océanos y los niveles actuales se acercan a los producidos naturalmente en la atmósfera. Esta evolución en la concentración de ^3H , junto con la mezcla de aguas prebomba en algunos acuíferos, dificulta la interpretación precisa de las edades de las aguas subterráneas. Es posible que no se pueda determinar el tiempo medio de residencia de las aguas subterráneas y solo se puedan hacer interpretaciones limitadas (Clark y Fritz, 1997).

Para regiones costeras y de baja latitud Clark y Fritz (1997) plantean las siguientes concentraciones de ^3H en el agua subterránea:

<0,8 U.T submoderna - recargado antes de 1952.

0,8 a ~ 2 U.T Mezcla entre submoderna y recarga reciente.

2 a 8 U.T moderna (<5 a 10 años).

10 a 20 "Bomba residual" ^3H presente.

> 20 U.T Componente considerable de recarga de los años sesenta o setenta.

Esto es coincidente con la reconstrucción del registro de ^3H en precipitación en la zona templada de Sudamérica realizada por Basaldúa et al. (2022) donde indica que: a) si la muestra no contiene ^3H , el agua no tiene contribución significativa de precipitaciones posteriores al año 1960; b) si la muestra tiene valores menores a 1 U.T la mezcla de agua debe tener por lo menos una porción de agua recargada previamente a 1960, c) contenidos de ^3H entre 1 y 2 U.T indica que lo más probable es que se trate de agua recargada en su totalidad entre los años 1973 y 2000; d) la presencia de agua con valores mayores a 3,5 U.T indicaría la presencia de al menos algo de agua infiltrada posteriormente al año 2010.

En el área (Figura 90) los datos de ^3H decrecen (7 U.T a 0.2 U. T) en el sentido del flujo subterráneo, de noroeste a sudeste. Indicando en general una recarga moderna y un corto tiempo de residencia.

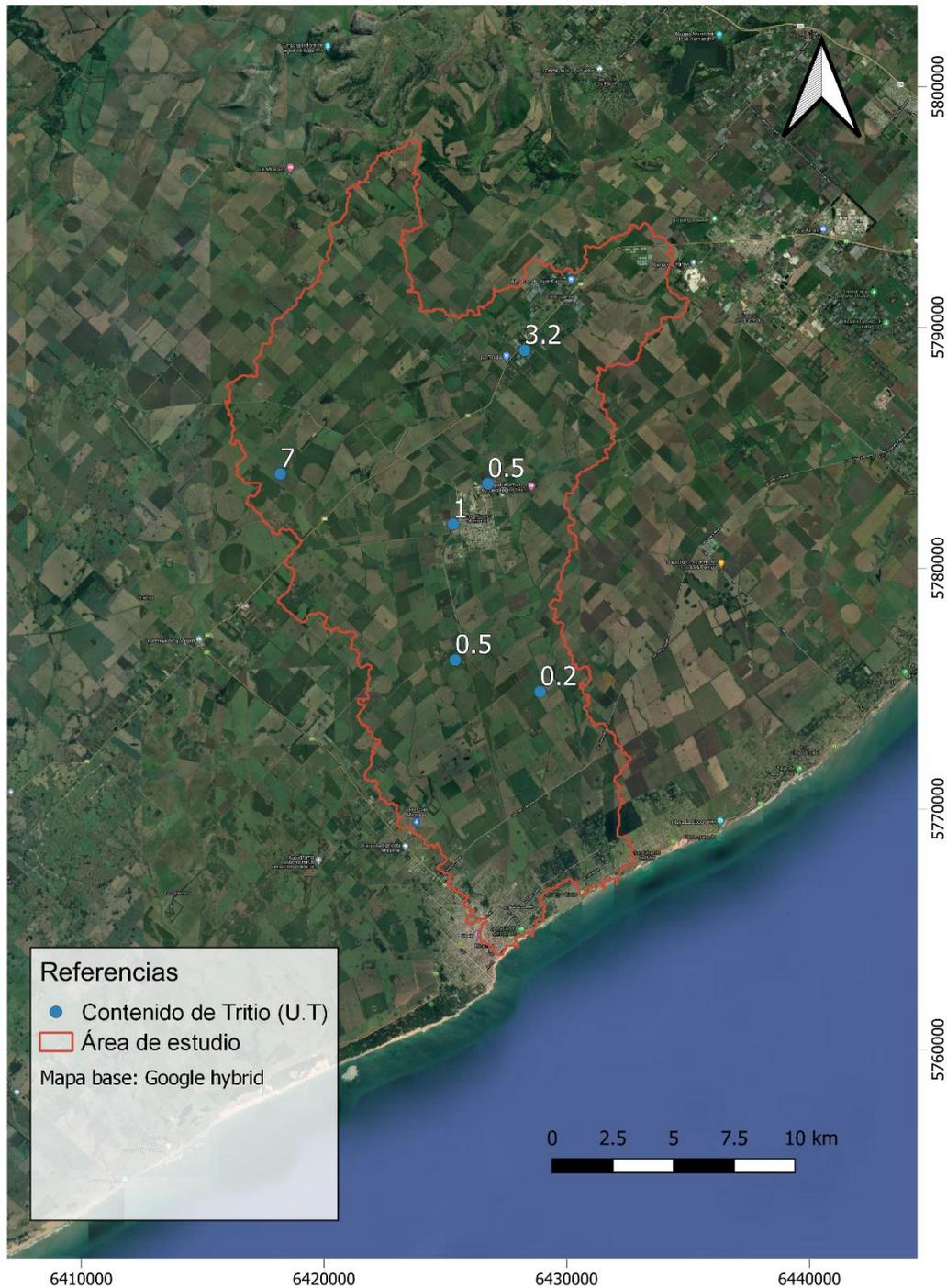


Figura 90. Valores de ^3H en el área de estudio.

CAPÍTULO 12

RIEGO



12 Riego

El riego se define como una aplicación artificial de agua al terreno que trata de suplir las necesidades básicas de las plantas en pro de su adecuado desarrollo y producción. Puede realizarse por **gravedad**, donde el agua fluye de sitios de mayor presión a menor, utilizándose la superficie del suelo agrícola como parte del sistema de distribución de agua o por **aspersión**, donde el agua se aplica imitando a la lluvia. Para que el riego suplementario cumpla adecuadamente su cometido, y no genere impactos negativos como el aumento/descenso del nivel de agua subterránea hasta niveles perjudiciales para los cultivos o para el mismo sistema acuífero (Ayars et al., 2006), afecte la calidad química del agua subterránea, y/o la estructura del suelo, deben realizarse tareas de monitoreo y seguimiento que permitan definir el estado del recurso y generar pautas para un aprovechamiento sustentable del mismo.

En el área, la fuente de riego suplementario es principalmente subterránea. La lámina de agua que se busca suplir es en promedio de unos 140 mm (Suero et al., 2001) y los caudales de explotación van de 80 a 160 m³/h (Asociación Riego Pampeano (ARP)). Los meses en los que se aplica el riego son noviembre, diciembre, enero y febrero, pudiendo iniciar esta práctica mediados de octubre y finalizar a mediados de marzo, dependiendo de las condiciones climáticas de cada año (Figura 91).



Figura 91. Distintos tipos de riego utilizados en el área.

12.1 Evolución del riego

El uso de los sensores remotos aplicados a las ciencias ambientales ha tenido auge en los últimos años. Son varios los satélites que permiten realizar un seguimiento continuo a una determinada región (por ej. la plataforma LANDSAT, desde 1972). Estos satélites permiten establecer diferencias y cambios en la superficie terrestre de forma visual, pudiendo caracterizar la respuesta espectral de las diferentes coberturas mediante análisis especiales o aplicaciones de índices preestablecidos.

En esta tesis, los análisis de imágenes estuvieron enfocados en el riego por pivotes, debido a que su estructura es fácilmente identificable, presentando solo el inconveniente de la persistencia en el tiempo de estas estructuras circulares, pese a su uso en épocas recientes, por ende, las áreas identificadas visualmente debían ser evaluadas verificando la aplicación de riego suplementario en la fecha seleccionada. Para ello, se realizó la correlación entre temperatura superficial de la tierra (LST) y el índice de Vegetación Normalizada (NDVI).

Esta metodología permitió identificar áreas bajo riego por pivote central y cuantificar la tasa de crecimiento de esta práctica en el sudeste de la provincia de Buenos Aires. Los valores que se han obtenido en este análisis deben tomarse como valores mínimos de riego, ya que no se consideran otros tipos de suministro complementario de agua a los cultivos.

12.2 Procesamiento y delimitación de pivotes de riego utilizando el software QGIS

Se descargaron las imágenes satelitales correspondientes a los Path 224 y Row 86-87 de los satélites Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+SLC y Landsat 8 OLI/TIRS, para el periodo 2000-2017, solamente fueron utilizadas las correspondientes a la estación de verano, estación donde se aplica con mayor intensidad el riego. En total fueron procesadas 26 imágenes. Inicialmente se realizaron combinaciones de bandas y filtrados digitales que permitieron resaltar las formas de pivotes de riego. Dichas estructuras fueron digitalizadas y separadas en archivos tipo vector por cada una de las fechas analizadas.

A las imágenes se les aplicó una corrección atmosférica utilizando para esto el complemento Semi-Automatic Classification (Congedo, 2013), bajo la plataforma QGIS. Con las imágenes corregidas se calcularon los Índice Diferencial de Vegetación Normalizada (NDVI) (Rouse et al., 1974) y el Índice Diferencial de Agua Normalizada (NDWI) (Gao, 1996). La temperatura superficial fue calculada usando el complemento

Land Surface Temperature Estimation (Ndossi y Avdan, 2016), también bajo la plataforma QGIS.

Con los archivos de los círculos de riego digitalizados y la imagen de satélite de cada una de las fechas analizadas se realizó una estadística zonal, donde se calculó para cada círculo un valor promedio de NDVI y de temperatura superficial terrestre (LST). A su vez, para cada una de las fechas analizadas se determinó la temperatura máxima, mínima y promedio, usando para esto las estaciones climatológicas dentro de la zona de estudio (5 en total). Para tener una aproximación más real del área irrigada por pivots, ya que es difícil estimar cuánto puede perdurar su impronta en el terreno, y usando como premisa que la temperatura de la superficie disminuye en relación con el contenido de humedad de la vegetación y el NDVI aumenta conforme la vegetación es más densa y sana (Sun y Kafatos, 2007), se aplicó un algoritmo, el cual se basa en que aquellos círculos cuyos valores de NDVI son mayores a 0,5 (vegetación sana) y con valores de LST menores a las temperaturas máximas de la fecha de imagen, habían sido utilizados para riego el verano correspondiente.

Según la información de los metadatos de la imagen satelital del área, la captura de la imagen se realiza cerca de las 13:30 horas, coincidente con la T° máx. del día, es por esta razón que se tomó la T máx. para realizar el algoritmo. Se realizó el testeó con los valores mínimos y promedios, pero no entregó ninguna diferencia. Los resultados pueden observarse en la Figura 92.

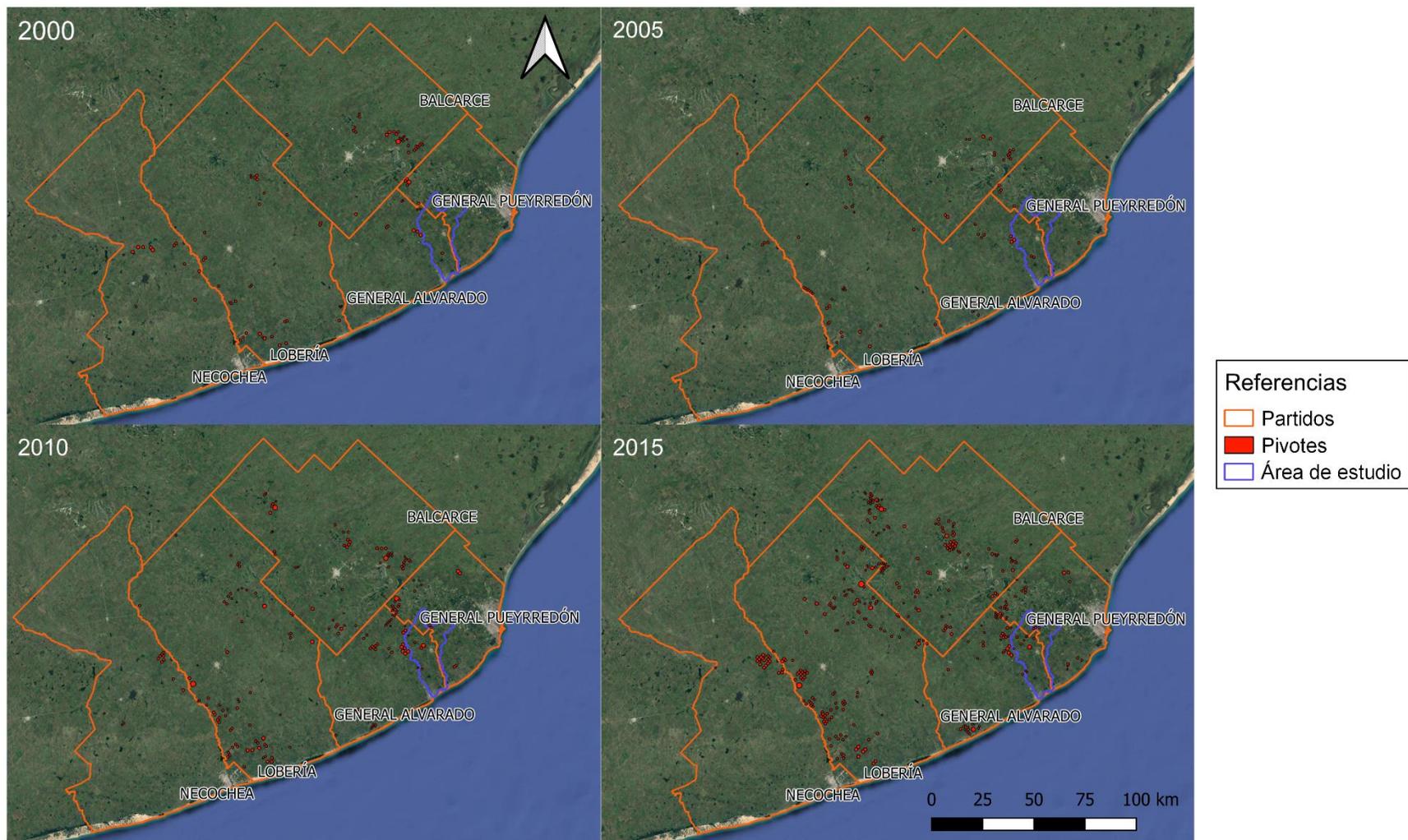


Figura 92. Evolución del riego por pivote en el sudeste de la provincia de Buenos Aires.

12.3 Procesamiento y delimitación del riego en Google Earth Engine

Google Earth Engine (GEE) es una plataforma basada en la nube para el análisis geoespacial a escala planetaria presentada por Google Inc. que brinda acceso a recursos informáticos de alto rendimiento y permite procesar grandes conjuntos de datos geoespaciales (Gorelick et al., 2017). Para los años 2018, 2019 y 2020, aquellos procedimientos de procesamientos de imágenes satelitales se automatizaron en esta plataforma. Para esto se unieron los códigos disponibles (<https://code.earthengine.google.com/fb1ee3d83c0f466cf757da4b19bab4c1>) que tienen como producto el NDVI y LST. Se utilizó el shapefile de los partidos del sudeste bonaerense para delimitar específicamente esa área (Anexo 4). Una vez descargadas las imágenes, se procedió de la misma manera que se explica anteriormente (Figura 93).

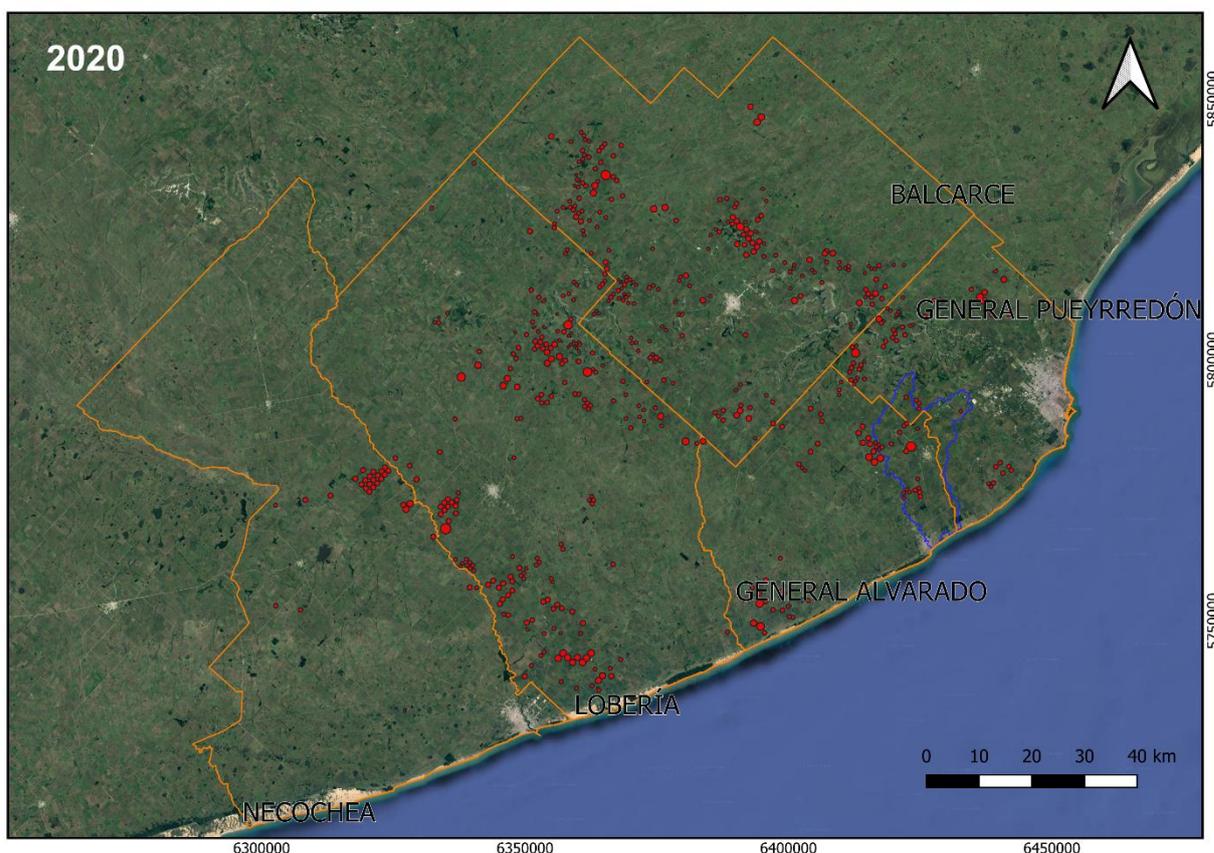


Figura 93. Riego por pivote central enero 2020.

En la Tabla 40 y Figura 94 puede observarse el área cubierta por pivotes de riego desde el año 2000 al 2020, quintuplicándose el área irrigada por pivote en 20 años.

Tabla 40. Área cubierta por pivotes de riego

Año	Área cubierta por pivots (km ²) por partido					Área cubierta por pivots (km ²) (Área total= 16131.183 km ²)
	Gral. Pueyrredón	Gral. Alvarado	Lobería	Necochea	Balcarce	
2000	5,43	6,93	23,20	11,25	20,59	67,41
2001	4,90	6,16	11,56	7,25	16,86	46,74
2003	5,77	6,86	16,62	3,37	7,37	39,99
2005	3,90	8,18	20,60	2,34	13,99	49,01
2007	2,26	8,45	9,04	0,00	5,25	24,99
2009	12,82	26,72	63,02	5,60	40,26	148,42
2010	15,82	30,92	50,28	7,90	36,13	141,05
2011	13,62	37,35	49,48	2,92	41,87	145,23
2013	6,28	52,27	36,92	0,51	8,91	104,89
2014	3,99	9,24	23,43	5,13	9,80	51,59
2015	16,45	39,13	103,79	18,96	70,96	249,29
2016	18,95	51,48	98,37	26,56	59,20	254,55
2017	24,97	32,33	106,99	29,21	79,23	272,73
2018	30,14	52,53	96,18	19,84	92,62	291,30
2019	37,64	55,75	111,77	23,57	110,62	339,35
2020	32,67	43,21	124,67	21,96	108,27	330,77

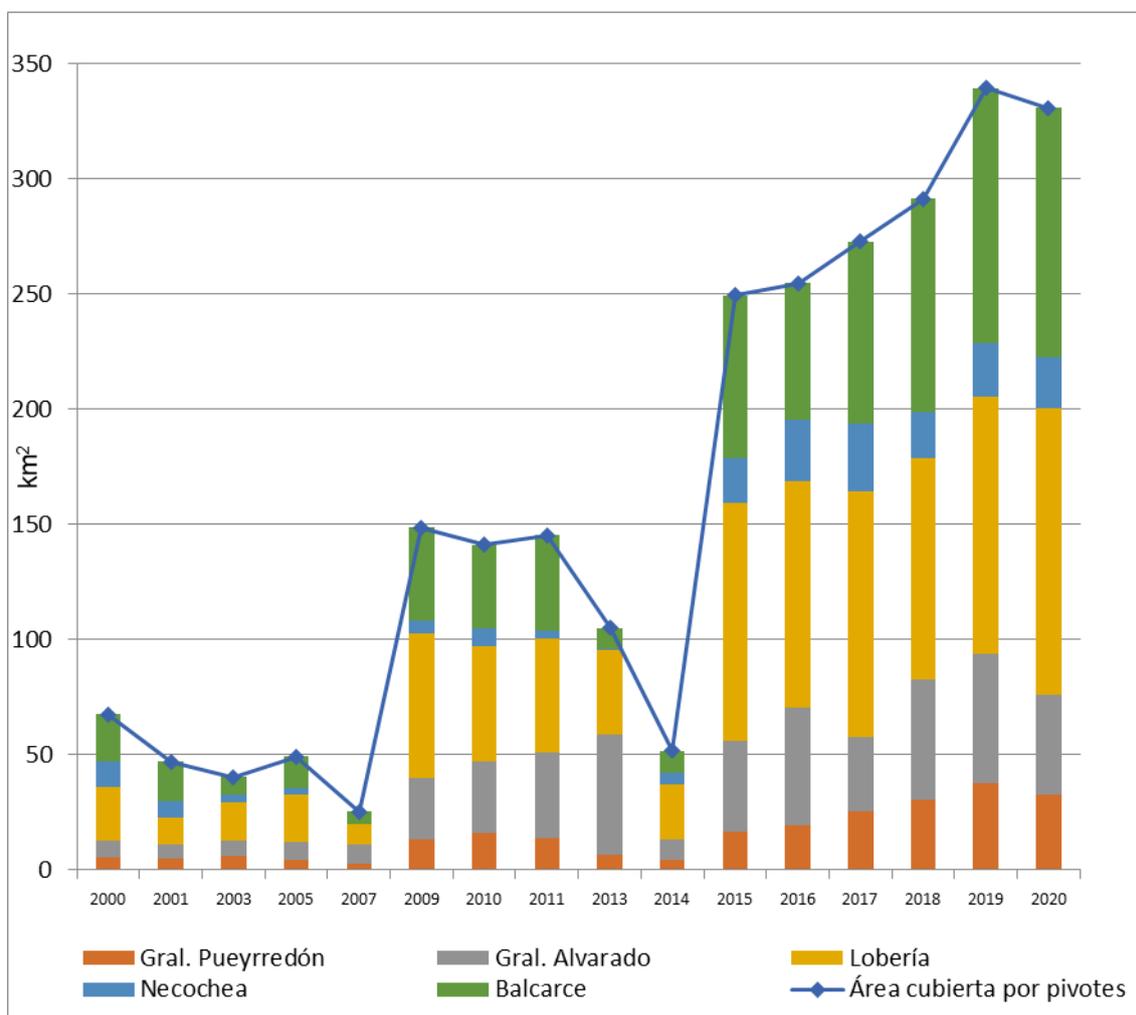


Figura 94. Área cubierta por pivotes discriminada por partido.

12.4 Caracterización de la calidad del agua subterránea para riego complementario

Se realizó la caracterización hidroquímica del agua subterránea del área, definiendo su aptitud para riego, teniendo como base las pautas para la aplicación de directrices ofrecidas por la F.A.O (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura).

Los mapas de isovalores obtenidos en la sección 4.4 se reclasificaron según las pautas para la aplicación de las directrices de la FAO (Ayers, 1976) (Tabla 41), definiendo el grado de restricción del uso de agua para riego, dando un valor de 1 a la condición de ninguno, 2 a ligero a moderado y 3 a severo.

Tabla 41. Pautas para la aplicación de las Directrices de la F.A.O

Problema potencial	Unidades	Grado de restricción		
Salinidad		Ninguno	Ligero a Moderado	Severo
Conductividad eléctrica (CE)	dS/m	<0,7	0,7-3	>3
Total de Sólidos disueltos (TSD)	mg/l	<450	450-2000	>2000
Infiltración				
RAS: 0-3 y CE	dS/m	>0,7	0,7-2	<0,2
RAS: 3-6 y CE	dS/m	>1,2	1,2-0,3	<0,3
RAS: 6-12 y CE	dS/m	>1,9	1,9-0,5	<0,5
RAS: 12-20 y CE	dS/m	>2,9	2,9-1,3	<1,3
RAS: 20-40 y CE	dS/m	>5	5-2,9	<2,9
Toxicidad de Iones				
Riego por gravedad:				
Sodio (Na ⁺) RAS		<3	3,0 - 9,0	>9
Cloro (Cl ⁻)	meq/l	<4	4,0 - 10	>10
Riego por aspersión:				
Sodio (Na ⁺) RAS		<3	>3	
Cloro (Cl ⁻)	meq/l	<3	>3	
Efectos diversos				
Nitrógeno (Nitrato)	mg/l	<5	5,0-30,0	>30
Bicarbonato (HCO ³⁻)	meq/l	<1,5	1,5-8,5	>8,5

Usando el álgebra de mapas y utilizando los mapas reclasificados correspondientes a los parámetros más relevantes para evaluar la aptitud del agua subterránea para riego, se elaboraron dos mapas finales que delimitan áreas de aptitud del agua para riego por aspersión y por gravedad. Dichos mapas fueron clasificados en 5 categorías que denotan la mayor a menor aptitud de agua para riego.

Siguiendo las pautas de la FAO para la restricción del uso del agua subterránea de acuerdo a su calidad para riego, se obtuvieron los siguientes resultados:

Conductividad eléctrica (CE): los valores varían de 0,593 dS/m a 1,260 dS/m. El aumento en general sigue el sentido del flujo subterráneo (NO-SE), aunque también se observa un incremento en dirección este-oeste. El 99% del área presenta una restricción de ligero a moderado, el 1% restante se localiza en el sector norte de la zona y no presenta restricción para el parámetro en consideración (Figura 95a).

Total de sólidos disueltos (TSD): los valores varían de 689 mg/l a 1610 mg/l. Se observa el mismo comportamiento que la conductividad eléctrica. El grado de restricción para toda el área es ligero a moderado (Figura 95b).

Existen dos factores que pueden alterar la permeabilidad del suelo, la baja salinidad del agua de riego y la alta proporción de sodio (Ayers, 1976). Es por eso que se analizan juntos la RAS y la CE. En el área el grado de restricción es nula en algunos sectores de NO y centro y es ligero a moderado en la mayor parte del área (Figura 95c).

Tanto el *sodio* como el *cloruro* afectan de diferente manera la productividad de los cultivos, en el caso de que el riego sea por gravedad o por aspersión.

Riego por gravedad: El sodio genera una restricción ligera a moderada en general salvo cuanto en el sector norte y en el sector próximo a la localidad de Nicanor Otamendi (Figura 95d). En cuanto al cloruro, no presentara ningún riesgo en toda el área, ya que su concentración es menor a 4 meq/l (Figura 95e).

Riego por aspersión: La restricción por sodio genera un mapa igual al de riego por gravedad (Figura 95f). El cloruro, sin embargo, genera una restricción ligera a moderada en el sector sur del área (Figura 95g).

Bicarbonato: va en aumento el grado de restricción de noreste a sudoeste. Los valores varían entre 5,72 meq/l y 13,6 meq/l (Figura 95h).

Nitrato: solo dos muestras están por debajo del valor 30 mg/l, valor límite para un grado de restricción severo según la FAO. Se obtuvieron valores de hasta 305,7 mg/l (Figura 76).

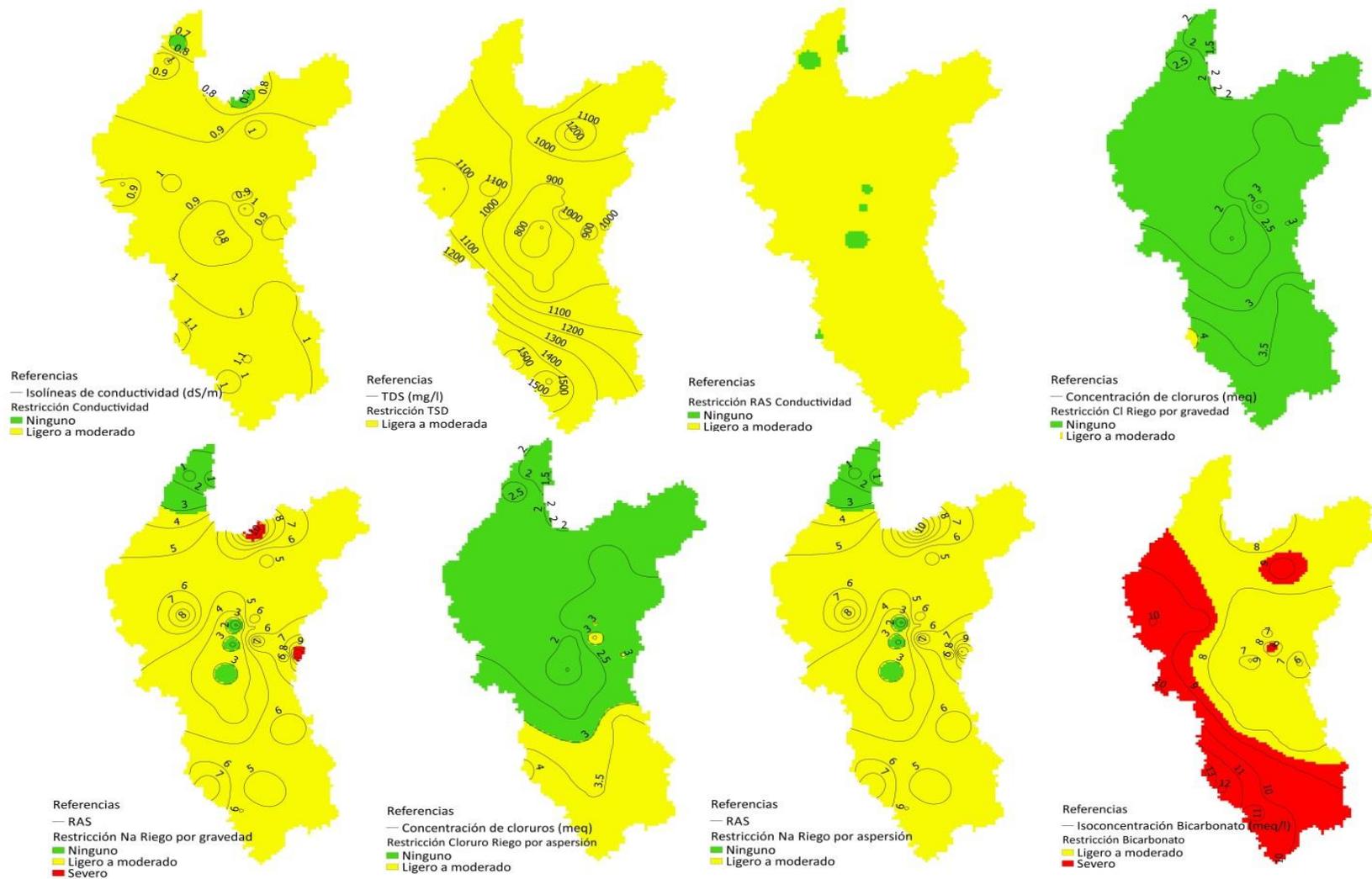
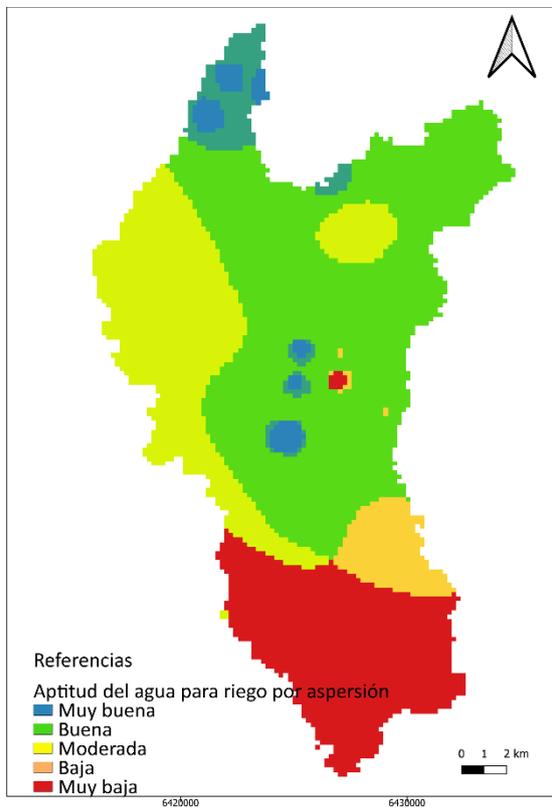
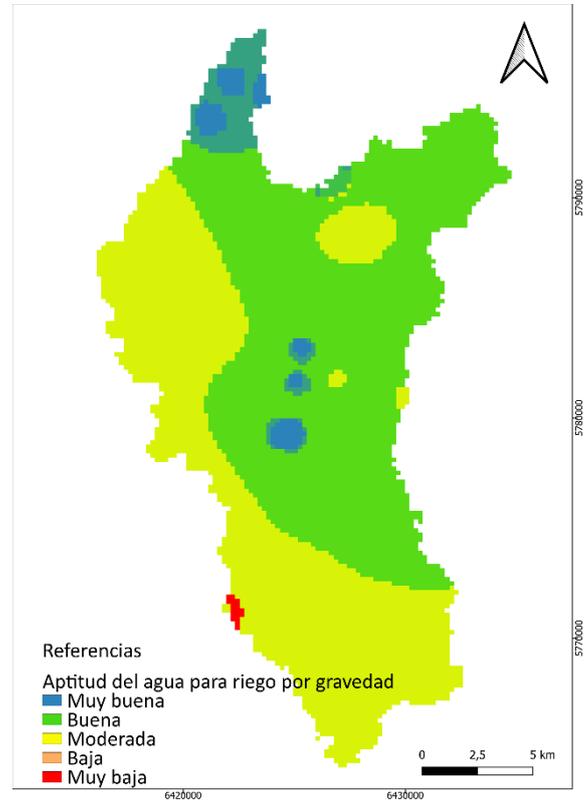


Figura 95. Mapas de isovalores reclasificados según las directrices de la FAO

La combinación de los mapas de Conductividad, TSD, RAS-Conductividad, Sodio y Cloro, dieron como resultado dos mapas que delimitan 5 condiciones de aptitud de agua para riego por aspersión (Figura 96a) y por gravedad (Figura 96b). La mayor parte del área presenta una aptitud de media a baja (Tabla 42).



a.



b.

Figura 96. Mapas de aptitud del agua para riego. a. Por aspersión b. Por gravedad

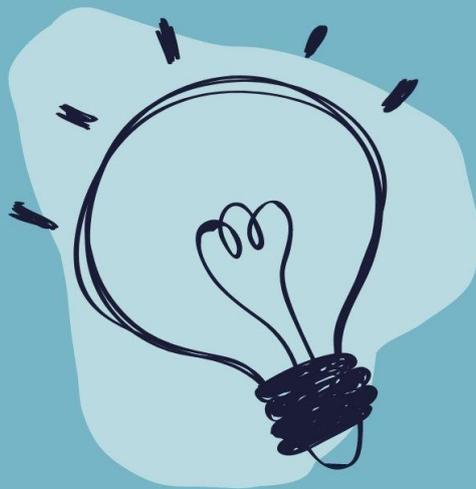
Tabla 42. Aptitud del área para riego.

Aptitud	Área (km ²)	
	Riego por aspersión	Riego por gravedad
Muy buena	6,65	6,65
Buena	12,45	11,28
Media	144,4	159,39
Baja	83,26	131,96
Muy baja	63,2	0,68

Dentro del área de estudio, podemos observar que en general el grado de restricción del uso de agua para la mayoría de los parámetros es de ligero a moderado, dando como resultado en los mapas de aptitud una mayor superficie con aptitud de agua para riego de media a baja. Los valores más altos están dados por la alta concentración de bicarbonatos en combinación con el contenido de cloruros, que es mayor, próximo a la zona costera (sudeste). El nitrato es, sin dudas, un parámetro a seguir monitoreando debido a sus valores tan altos.

CAPÍTULO 13

MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL



13 Modelo hidrogeológico del área

Para entender la circulación del agua subterránea en el subsuelo se necesita definir un modelo Hidrogeológico Conceptual, entendiendo este como aquel que explica de manera coherente la dinámica del recurso hídrico en una región y que toma en consideración los diversos aspectos que regulan la evolución del agua desde la zona de recarga hasta la zona de descarga. La elaboración de un modelo conceptual requiere de una revisión detallada de la información disponible, labores de terreno y estudios básicos, que servirán de sustento técnico a la hora de definir las condiciones hidrogeológicas que podrán ser representadas luego en el modelo numérico y determinarán, además, la precisión y la capacidad predictiva del mismo (SEA, 2012).

Los principales aspectos que aporta el modelo conceptual según Cowin et al. (2016) son:

- Proporciona una comprensión de las características físicas generales relacionadas con hidrología regional, uso del suelo, geología y estructura geológica, calidad del agua, principales acuíferos y acuitardos de la cuenca.
- Proporciona el contexto para desarrollar el balance hídrico, modelos matemáticos (analíticos o modelos numéricos) y redes de monitoreo.
- Proporciona una herramienta para la divulgación y la comunicación entre las partes interesadas.

Sintetizando la información de los capítulos anteriores se plantea el siguiente modelo hidrogeológico para la zona objetivo de este trabajo (Figura 97):

En la zona se encuentra un único acuífero conocido como acuífero Pampeano, se trata de un acuífero libre multicapa constituido esencialmente por limo. La parte superior del área, está constituida por las sierras, donde aflora el basamento hidrogeológico, y las lomadas. En esta zona ocurre la recarga regional del acuífero, evidenciada por las curvas equipotenciales concéntricas (Figura 40). Aquí, a partir de pequeños manantiales, se forman los cursos superficiales. El espesor del acuífero varía entre los 10 y los 35 m. El agua subterránea se encuentra entre los 6 y 7 m de profundidad, su conductividad eléctrica está entre los 500- 700 $\mu\text{s}/\text{cm}$. La facies química del agua predominante es de tipo bicarbonatada magnésica. La velocidad del agua subterránea, según los mapas equipotenciales sería 0,03 m/d.

La parte media de la cuenca, está constituida por las lomadas, algunas de las mismas son estructurales, donde el basamento hidrogeológico está próximo a la superficie y otras, son eólicas, pudiendo subdividir esta zona en dos subregiones. En las primeras el espesor del acuífero varía entre 10 y 30 m, mientras que en las segundas puede llegar a los 60 m. El agua subterránea se encuentra entre 6 y 17 m de profundidad, su conductividad eléctrica está entre los 600- 900 $\mu\text{s}/\text{cm}$. La tipología predominante del agua en esta área es bicarbonatada sódica-cálcica. La velocidad del agua subterránea, según los mapas equipotenciales estaría entre los 0,021 m/d y los 0,017 m/d.

La parte baja de la cuenca, está asociada a la unidad geomorfológica de llanura. En esta sección el espesor del acuífero varía entre los 60 y 150 m. El agua subterránea se encuentra entre los 0,8 m y 7 m de profundidad y su conductividad eléctrica está entre los 900- 1500 $\mu\text{s}/\text{cm}$. La tipología predominante del agua en esta área es bicarbonatada sódica. La velocidad del agua subterránea, según los mapas equipotenciales estaría en los aproximadamente 0,006 m/d. En esta parte de la cuenca por debajo de los sedimentos del acuífero Pampeano tenemos depósitos de arenas pliocenas, de las cuales se sabe muy poco y los pozos de explotación no llegan a las mismas.

Utilizando la información isotópica sabemos que la recarga principal del área proviene de las precipitaciones. Si bien en los balances observamos que la misma se da principalmente entre mayo y octubre, cuando vemos la metodología VNF observamos que los mayores ascensos se dan en el mes de abril y, cuando analizamos la composición isotópica del agua subterránea, vemos que la misma responde a la composición promedio de las precipitaciones de otoño. Esta recarga en el área varía entre el 2 y el 30 % de las precipitaciones dependiendo principalmente de la geomorfología. En áreas de llanura los valores encontrados fueron más altos, mientras que en las zonas de lomadas con tosca observamos los más bajos, esto también está en relación con el tipo de suelo. Las áreas con mayor porcentaje de recarga responden a suelos como los de las calicatas 1 y 2, mientras que las de menores recargas a suelos como el de la calicata 3.

Las salidas de agua del sistema se dan principalmente por evapotranspiración, con un promedio de 782,9 mm/año. Las mediciones de caudales han sido escasas, así que se ha tomado como referencia el valor de descarga de agua subterránea obtenido para el arroyo La Ballenera de 0,04 m^3/s (Calvi, 2018). En cuanto al uso para la población según los datos de la Cooperativa Dionisia (Cte. N. Otamendi), los valores de extracción rondan los 577.106 $\text{m}^3/\text{año}$ (distribuidos en 4 pozos) y en cuanto al uso para riego el promedio es de 129 m^3/h para los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero.

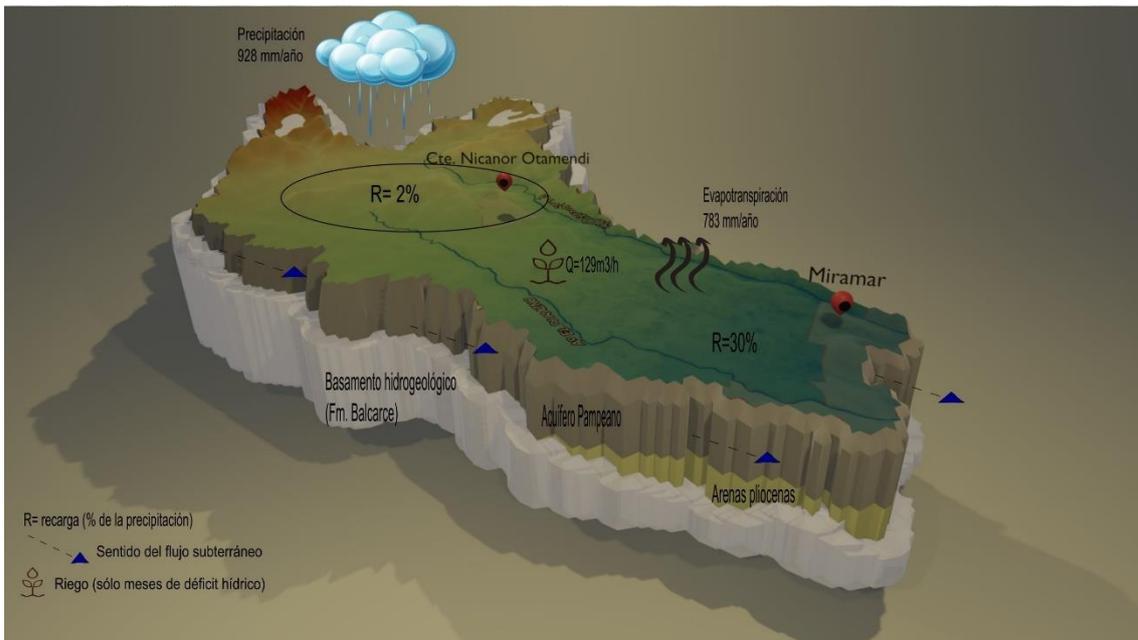


Figura 97. Modelo hidrogeológico conceptual del área.

CAPÍTULO 14

GESTIÓN DE LA INFORMACIÓN



14 Gestión de la información

14.1 Incorporación a un SIG

En los últimos 30 años los Sistemas de Información Geográfica (SIG) se han ido convirtiendo en una herramienta básica para el manejo y procesamiento de información geoambiental. Dichos sistemas han sido utilizados en procesos de análisis espacial tendientes a establecer localizaciones, distribuciones, asociaciones, interacciones y evoluciones de procesos naturales con componentes espaciales definidos. Particularmente en las prácticas de investigación científica se recurre al análisis espacial, el cual se transforma en sustento de muchos procesos ambientales, desde la formulación del problema hasta su resolución y transferencia (Buzai, 2014).

Una de las mayores potencialidades de los SIG, además de su capacidad para presentar datos convirtiéndolos en información, es la de brindar seguridad e integridad a los mismos, inclusive más allá de los proyectos que los generaron. Dicha capacidad está ligada a la potencialidad de la base de datos que hacen parte de los SIG y que permiten gestionar los datos bajo lenguajes estandarizados de alta funcionalidad. Aunque la realidad es que el uso potencial de las bases de datos ha sido limitado dentro de muchos sistemas de información geográfica (Olaya, 2009), los avances tecnológicos hacen que su uso se incremente continuamente, debido esencialmente a que los datos tienen cada día mayor precisión y periodicidad de toma, lo que aumenta en la mayoría de los casos su volumen.

La información que se generó en esta tesis fue incorporada a un (SIG) mediante el software QGIS. El sistema de referencia local que se utilizó fue Campo Inchauspe-Faja 6. La información de ubicación de puntos de muestreo, perforaciones, afloramientos, curvas equipotenciales, etc. Fueron representados en formato vectorial, ya sea como punto, línea o polígono según corresponda, mientras que los mapas de isoconcentraciones, profundidades y temáticos se representaron en formato ráster. Para desarrollar la cartografía temática se realizó la superposición de capas con el fin de integrar la información.

14.2 Acceso a la información

Todas la Universidades Nacionales reconocen a las actividades de extensión en sus estatutos y las refieren, de una u otra manera, a la vinculación con la sociedad, al aporte que ellas pueden realizar a la calidad de vida de los ciudadanos, a la formación de una

conciencia democrática, a los derechos humanos y a la capacitación cultural y técnica de los mismos.

Los derechos humanos de Tercera generación, denominados “nuevos derechos”, surgen como respuesta al problema de la “contaminación de las libertades”. Este fenómeno apunta a la degradación de las libertades por los nuevos avances tecnológicos: calidad de vida, medio ambiente, la libertad informática, el consumo, se ven seriamente amenazados. También se suele incluir aquí a los que protegen bienes tales como el patrimonio histórico y cultural de la humanidad, el derecho a la autodeterminación, y la defensa del patrimonio genético de la especie humana. Estos derechos son llamados también de cooperación (Cafferatta, 2004). Vale mencionar que algunos autores proponen la existencia de derechos humanos de cuarta generación, desarrollados a finales del siglo XX y principios del XXI, que, en sentido amplio, protegen el acceso de la ciudadanía a las nuevas tecnologías de la información y las comunicaciones (González Álvarez, 2006). “Una democracia de calidad implica reconocimiento y garantías para el ejercicio pleno de los derechos humanos. De todos los derechos humanos. Y el acceso a la información pública es uno de ellos. Ya nadie discute este carácter desde que la Corte Interamericana de Derechos Humanos en el caso *Claudio Reyes y Otros vs. Chile* el 19 de septiembre de 2006 lo reconoció como derecho humano integrante del derecho a la libertad de pensamiento y de expresión.

Dentro de este campo del derecho a la información, el estrechamente relacionado a las tareas de investigación que desarrolla el grupo de Hidrogeología (Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMdP-CIC) está el de la información ambiental. La relevancia del acceso público a este tipo de información ha sido largamente reconocida tanto en el ámbito internacional como en el nacional. En el primer caso, un buen ejemplo es el principio 10 de la Declaración de Río sobre el Ambiente y el Desarrollo, adoptada en el marco de la Conferencia de las Naciones Unidas sobre Ambiente y Desarrollo (1992), que consagra que en el plano nacional toda persona debe tener acceso adecuado a la información ambiental de la que dispongan las autoridades públicas, incluida la información sobre los materiales y las actividades que encierran peligro en sus comunidades y destaca asimismo la responsabilidad de los Estados de poner la información a disposición de todos. En el plano nacional, se destacan el art. 41 de la Constitución Nacional, y más específicamente la “Ley Nacional del Ambiente” (Ley 25.675 año 2002 art.16) y el “Régimen de libre acceso a la información pública ambiental” (Ley 25.831 año 2003). El artículo 2° de esta ley da la definición de información ambiental: “Se entiende por información ambiental toda aquella información en cualquier forma de expresión o soporte relacionada con el ambiente, los recursos naturales o culturales y el desarrollo sustentable”.

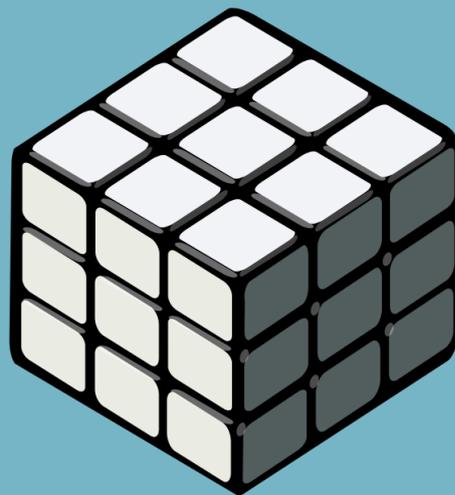
El Grupo Hidrogeología desde hace más de 15 años ha venido desarrollando e implementando un Sistema de Información Geográfico para hidrología en el sudeste de la provincia de Buenos Aires; estructurado a partir de un SIG de acceso libre y una base de datos que obedece al modelo entidad - relación. Desde el punto de vista de la gestión hídrica provincial el área comprende dos Comité de Cuenca Hídrica: el de la Vertiente Atlántica Este (VAE) y el del Río Quequén Grande (RQG).

En la actualidad este sistema incluye información alfanumérica relacionada a estaciones meteorológicas, de aforo hidrológico y de agua subterránea. Se incluye en este modelo para las estaciones meteorológicas datos diarios de precipitación, presión, temperatura, radiación solar, humedad adicionalmente se han incluido parámetros hidroquímicos e isotópicos. Para las estaciones de aforo se han establecido datos de diarios caudales, alturas y fechas de medición, parámetros hidroquímicos e isotópicos. Por su parte para los puntos de captación de agua subterránea se han incluido datos sobre características fisicoquímicas e isotópicas, niveles, información litológica, información de diseño de pozos y parámetros hidráulicos.

Todos los datos de esta tesis pueden encontrarse en esta base (https://iimyc.gob.ar/hidrogeologia/sig_publico/), a su vez, siguiendo esta idea de libre acceso a la información pública ambiental se han entregado los informes de los análisis hidroquímicos a los dueños de cada pozo muestreado.

CAPÍTULO 15

MODELO MATEMÁTICO



15 Modelo matemático

Podemos definir a un modelo como la simplificación de la realidad. Cuando hablamos de modelo conceptual nos referimos al conjunto de ideas, leyes y relaciones que permiten la representación de un fenómeno físico y serán la base de cualquier tipo de modelo.

El modelo matemático utiliza las ecuaciones de flujo y de conservación de masas para simular el flujo de agua subterránea donde se incorporan los rasgos físicos del sistema natural como expresiones matemáticas, basados en las observaciones reales del sitio.

La geología del área proporciona información crucial sobre las propiedades hidráulicas del subsuelo, como la permeabilidad y la porosidad. Estas propiedades determinan la capacidad del agua para moverse a través del medio poroso y son fundamentales para la simulación del flujo de agua subterránea.

Las fuentes de agua y las condiciones de frontera también son consideradas en el modelo. Las fuentes pueden incluir pozos, ríos u otras fuentes de entrada o salida de agua. Las condiciones de frontera establecen los límites y restricciones en el flujo de agua subterránea, como la presencia de una barrera impermeable o la existencia de una zona de recarga.

Para garantizar que el modelo sea preciso y refleje adecuadamente el sistema real, se utilizan observaciones del sitio para calibrar los parámetros del modelo. Estas observaciones pueden incluir mediciones del nivel de agua en pozos, caudales de ríos o cualquier otra información relevante que ayude a ajustar los parámetros del modelo y mejorar su capacidad predictiva.

En términos generales, los modelos matemáticos permiten resolver los siguientes problemas:

- Evaluación del estado actual del régimen hidrológico.
- Pronóstico o proyección de condiciones futuras.
- Uso sostenible del recurso.

En los últimos dos puntos, se enfocará la atención. La realización de la modelación de flujo subterráneo para el área se llevó a cabo utilizando la interface gráfica ModelMuse (Winston, 2009) con el código de programación Modflow-NWT(Niswonger et al., 2005).

MODFLOW-NWT es el código que mejor funciona para la modelación de acuíferos libres. La ecuación que utiliza es:

$$\Delta S_u = \frac{S_y \Delta z \Delta r \Delta c}{\Delta t} (Y_n^{t+\Delta t} - Y_n^t) + \frac{S_y \Delta z \Delta r \Delta c}{\Delta t} \frac{\partial Y_n}{\partial h} \Delta h^n$$

Donde ΔS_u es la variación de la tasa de almacenamiento volumétrico para acuíferos libres, S_y almacenamiento específico, $\Delta h^n = h^n - h^{n-1}$; h^n y h^{n-1} son los niveles equipotenciales en las iteraciones n y $n-1$, Y_n es el valor de la función de suavizado. Si el nivel está debajo de la parte inferior de la celda Y_n establece en un valor pequeño arbitrario número (1×10^{-9}), si el nivel está por encima de la parte superior de la celda, Y_n está configurado igual a uno.

15.1 Estructura del modelo

Como fecha inicial para la modelación se definió el 1/06/2015 a las 00:00:00. Como proyección se ingresó el código 22196, asignado al sistema de proyección Gauss Kruger Faja 6, utilizado para realizar toda la cartografía del área. La unidad de medida utilizada es el metro y la unidad de tiempo el día (Figura 98).

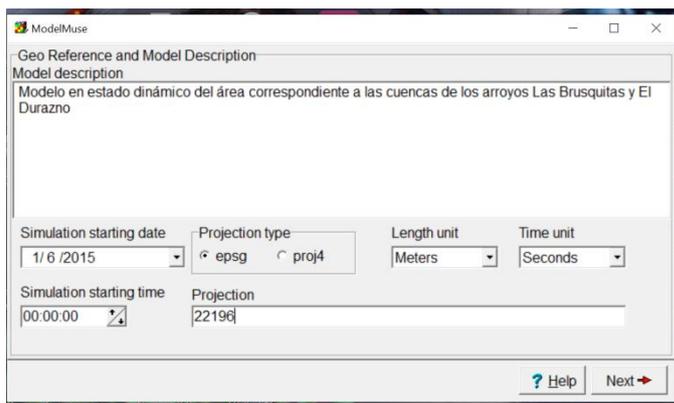


Figura 98. Descripción del modelo

El primer paso para la migración de parámetros hidrogeológicos al modelo numérico es definir la grilla, para esto se importó el *shapefile* *área de estudio* (discriminando el área en el que aflora o se encuentra muy superficial la Fm. Balcarce) y se definió un tamaño de celda de 500m x 500m, dando como resultado una grilla de 67 filas y 37 columnas (Figura 99).

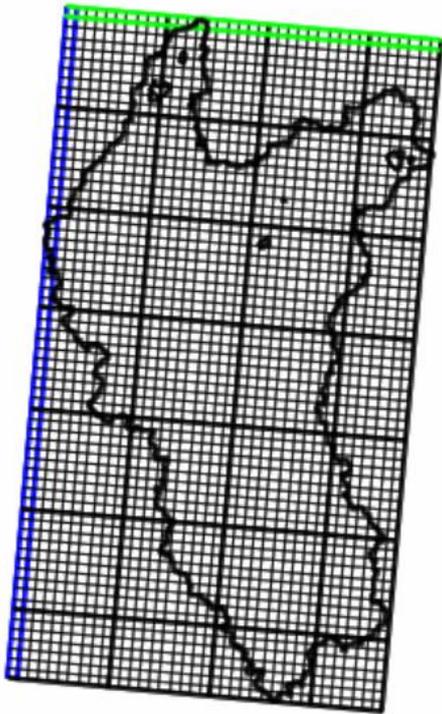


Figura 99. Diseño de la grilla

15.2 Definición de las unidades hidrogeológicas y de los parámetros hidrogeológicos

En el modelo se diferenciaron tres capas (Figura 100):

- El acuífero Pampeano, simulado como un acuífero libre con una permeabilidad de 3-6 m/día. Su tope o *top* está dado por la altura de la superficie (MDE) y su base o *bottom* por el techo de las Arenas Pliocenas.
- Las arenas identificadas en perforaciones y SEVs. El *bottom* está dado por el techo de la Fm. Balcarce (basamento hidrogeológico).
- El basamento hidrogeológico es simulado como un acuífero confinado, con una permeabilidad de 0,1 m/día.

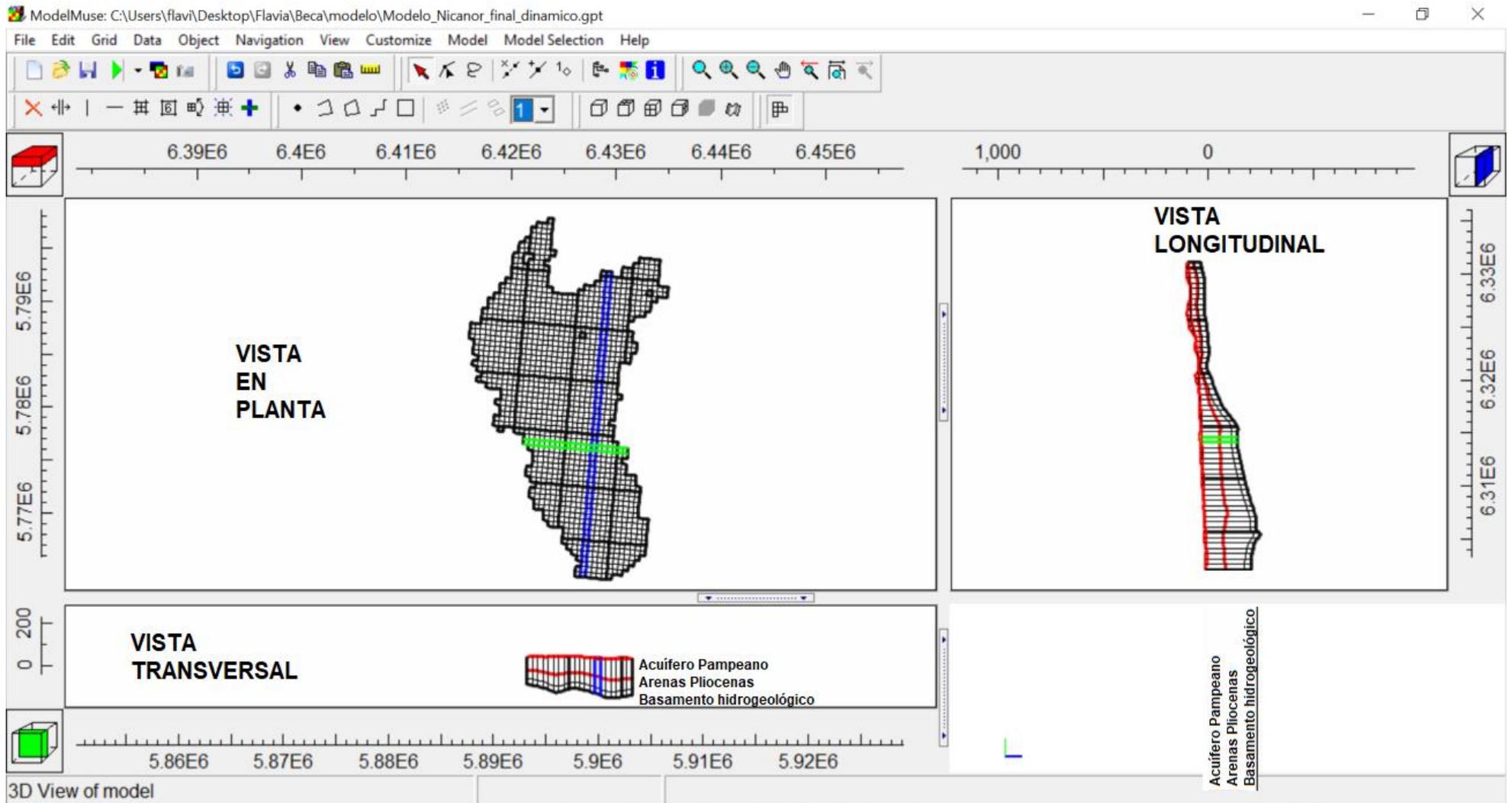


Figura 100. Vistas de las capas del modelo.

→ Entradas

La recarga (RCH: Recharge package) por precipitaciones se sectoriza en 2 zonas, una definida por el paisaje geomorfológico de lomadas con tosca y la otra por las demás unidades. Como representativo de la primera zona se tomó la recarga definida por el frentímetro G1145 y de la zona 2, la recarga definida por los frentímetros G1146 y G1165.

Se tomó en cuenta también, una menor recarga dada por las sierras de 0,0016 m/día, por la ciudad de Otamendi de $5.58 \cdot 10^{-5}$ m/día y en los periodos de riego se consideró que reingresa un 30% del mismo al acuífero de 0,0026 m/día.

→ Salidas

Para la evapotranspiración (EVT: Evapotranspiration package) se utilizaron los valores de EVTR obtenidos de los balances generados para el periodo junio 2015-mayo 2020. A los cursos superficiales (GHB: General- Head Boundary Package) se les asignó un valor de $0,04 \text{ m}^3/\text{área}$. En cuanto a los pozos de extracción (WEL: Well package), se importaron los pozos utilizados por la Cooperativa Dionisia para abastecer a la población, con un caudal de $395 \text{ m}^3/\text{día}$ y, los resultados de la digitalización de pozos de riego con un caudal promedio de $129 \text{ m}^3/\text{h}$ para los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero.

15.3 Ejecución del modelo

15.3.1 Calibración del modelo

La calibración es el proceso por el cual se identifican los valores de los parámetros del modelo para los cuales la serie de datos simulado se ajusta de manera óptima a la serie de datos observados. Esta se llevó a cabo mediante el método **prueba y error**, este es el más utilizado y usualmente recomendado. Implica un ajuste manual de parámetros basado en el criterio del investigador. Se llevó a cabo primero en estado permanente y luego en estado transitorio.

Para realizar la calibración se utilizó un sector del área que abarca las ubicaciones de los frentímetros G1145 y G1146 (HOB: Head observation package). El parámetro que se fue ajustando fue la permeabilidad (k_x , k_y , k_z), dentro del rango de los valores documentados para el acuífero Pampeano, 2 a $12 \text{ m}^3/\text{día}$. Los mejores resultados se obtuvieron entre 3 y $6 \text{ m}^3/\text{día}$. La escasa diferencia entre los valores de los pozos de

observación y los simulados por el modelo matemático (Figura 101 y Figura 102) indica que el modelo se ajusta muy bien a la realidad. El valor de la raíz del error cuadrático medio (Root mean square residual) es de 0,9, esto significa que el modelo tiene un error promedio de 0.9 metros en sus predicciones de elevación de los niveles de agua. Esta diferencia entre lo simulado por el modelo y lo observado en campo puede deberse no solo al ajuste del modelo, sino también a la precisión del MDE.

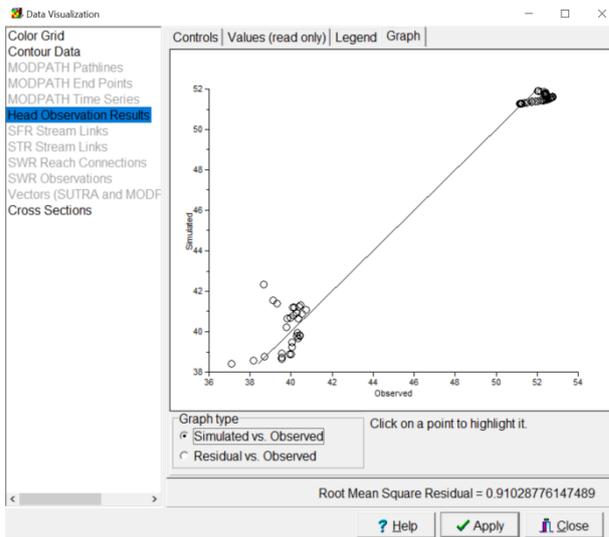


Figura 101. Relación entre los niveles observados y los simulados.

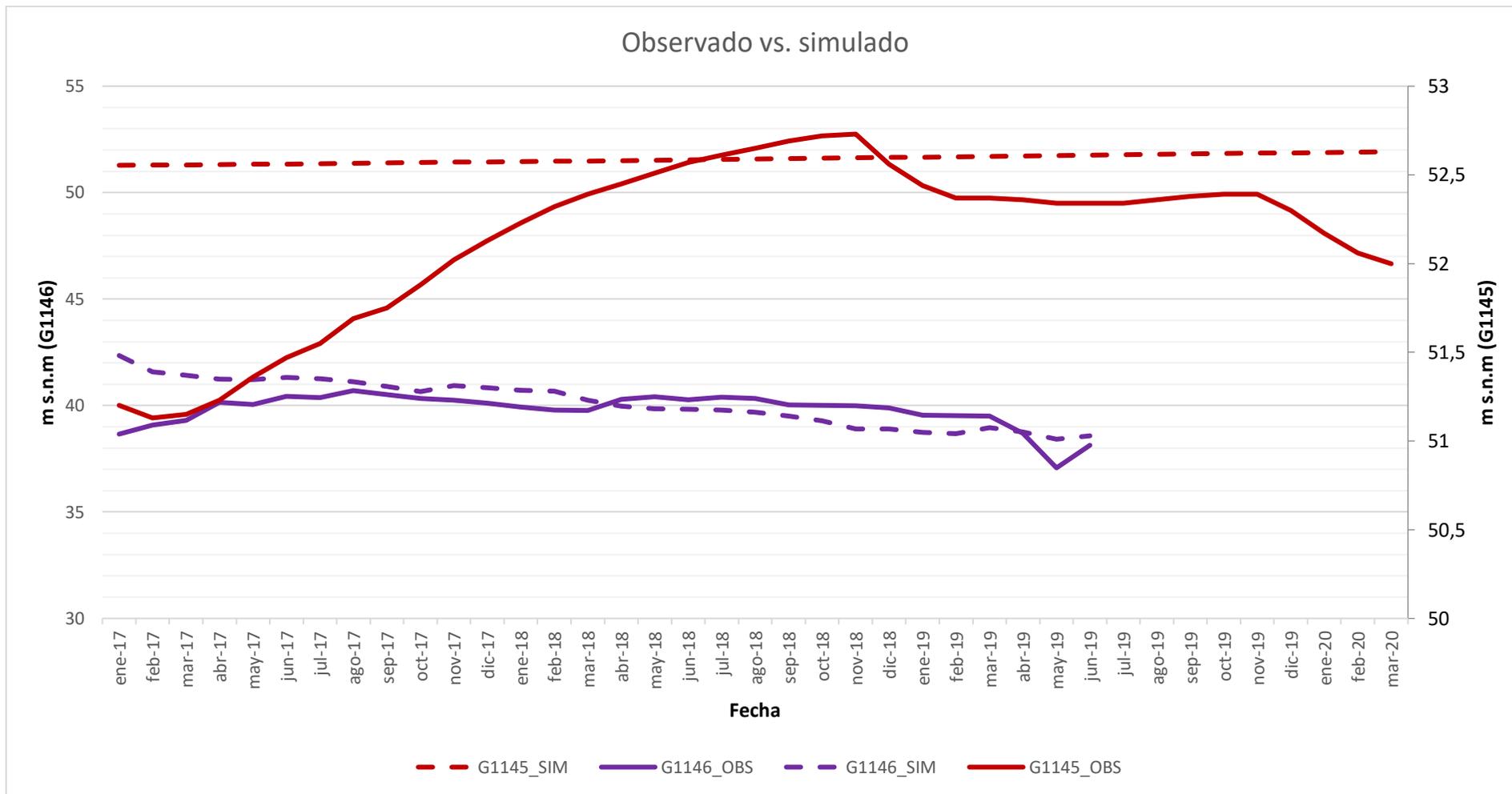


Figura 102. Niveles observados y simulados en los pozos de medición periódica.

15.3.2 Modelo matemático en estado transitorio

Tomando como base el modelo en estado estacionario se realizó el modelo en estado transitorio para toda la cuenca. En las figuras 103, 104 y 105 se observan los resultados del modelo mensual desde junio de 2015 a mayo de 2020 (60 pasos). En la Figura 106 podemos ver el balance de masas mensual para el periodo modelado, se observa que en ningún momento el mismo es negativo.

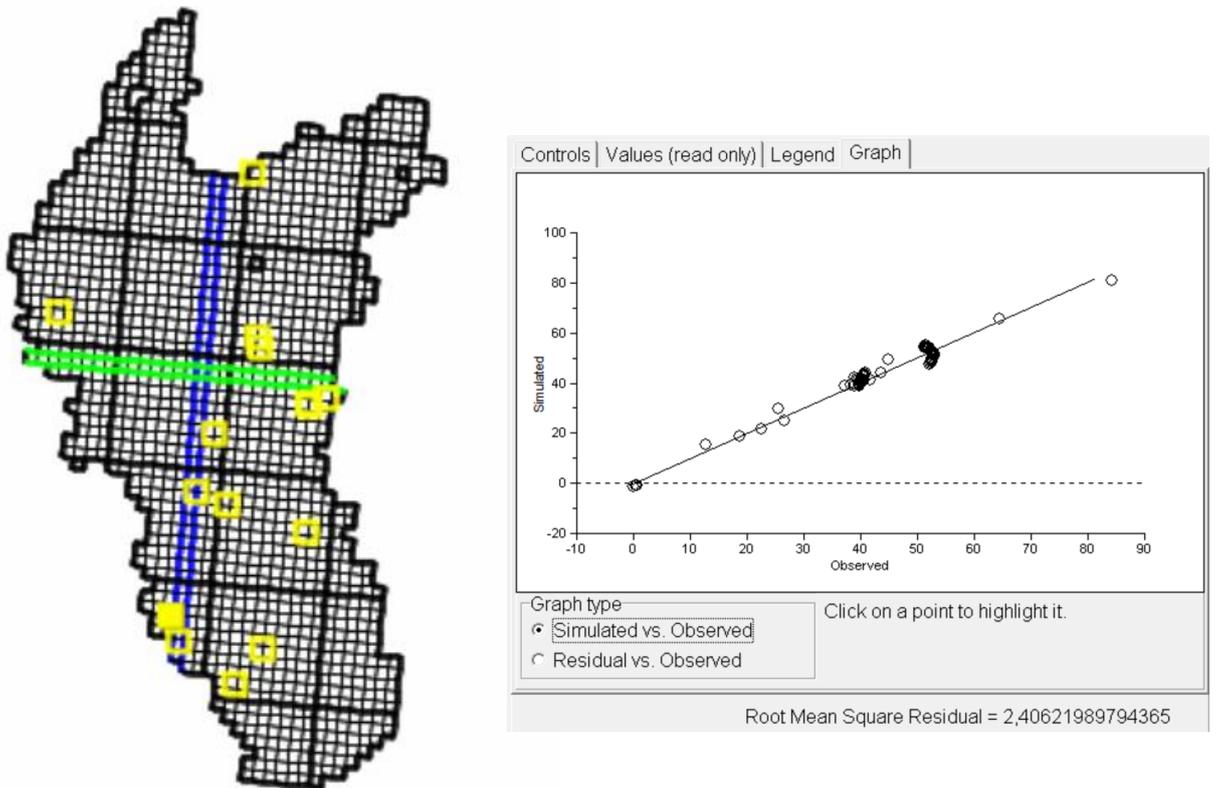


Figura 103. Izquierda: Ubicación de los pozos de observación. Derecha: Relación entre niveles observados y simulados.

Tabla 43. Estadísticos de resultados, observado vs. simulado

ECM (m)	Residual Máximo (m)	Residual Mínimo (m)
2,41	-5,32	0,06

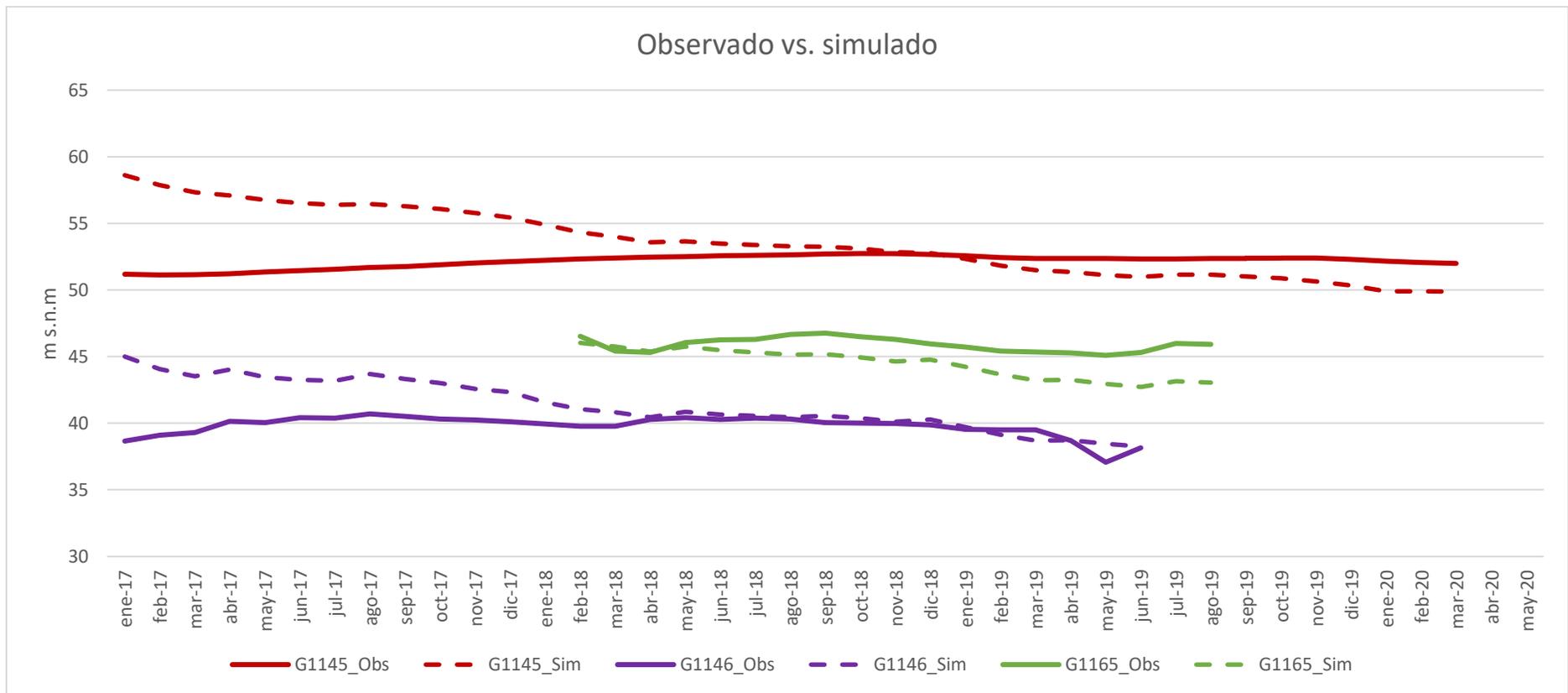


Figura 104. Niveles observados y simulados en los pozos de medición periódica.

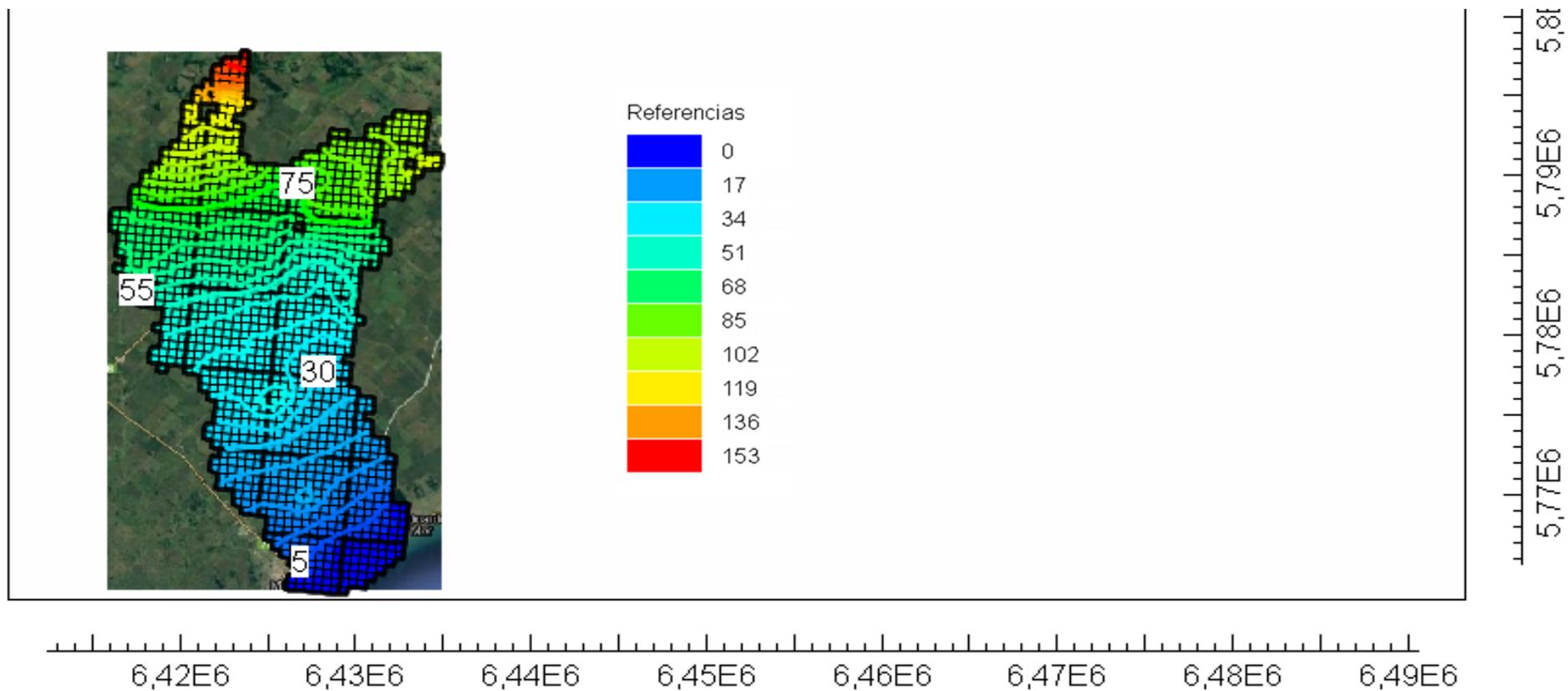


Figura 105. Resultados del modelo matemático en el paso 60-mayo 2020.

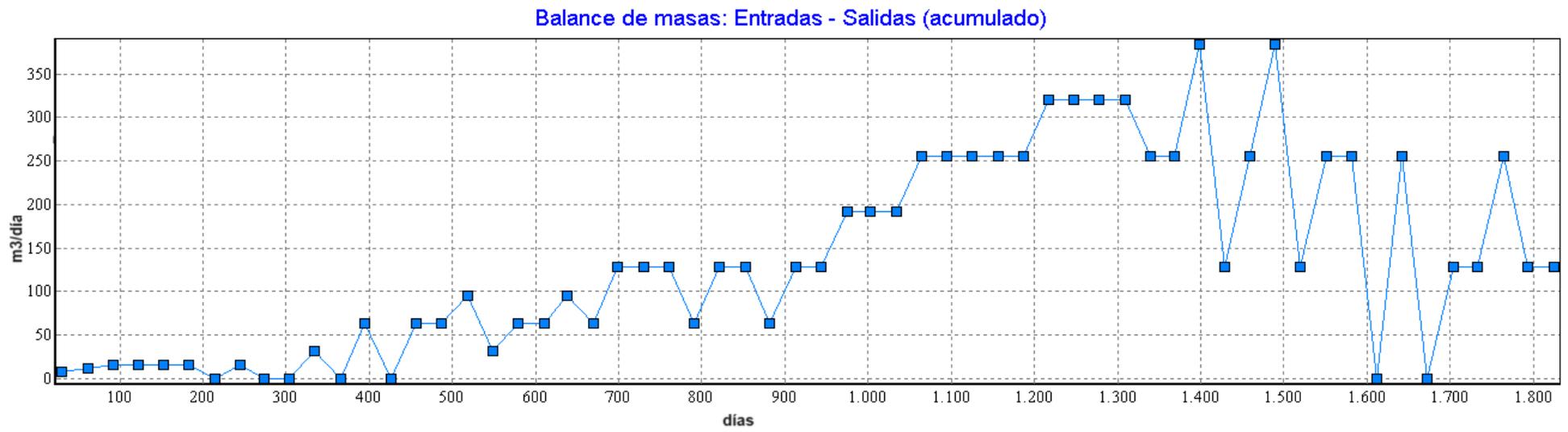


Figura 106. Balance de masas para el período junio 2015-mayo 2020. Entradas menos salidas de agua en m3/día. La unidad de tiempo (Stored time) es días.

15.5 Simulación de distintos escenarios

Se simularon dos situaciones hipotéticas en el área de estudio con el fin de evaluar qué condiciones tienen mayor injerencia en la variación de los niveles. En ambas simulaciones la grilla, las condiciones de borde y las propiedades hidráulicas se mantuvieron iguales al modelo descrito anteriormente.

15.5.1 Años secos con explotación igual a la actual

Se realizó la ejecución del modelo agregando 4 años hidrológicos con precipitaciones por debajo de la media, para ello se tomaron como referencia los valores de precipitaciones de los años 2007, 2008, 2009, 2010 y 2011. Estos 5 años se caracterizaron por estar debajo de la media (Figura 46).

A partir de esta precipitación se tomó como recarga para el área de lomadas con tosca el 2 % de la misma y para el resto el 30 %. En cuanto a la evapotranspiración se tomaron los valores promedios mensuales de los últimos 20 años (Tabla 7). Los valores de explotación se mantuvieron iguales. Los resultados pueden verse en las Figura 107 y Figura 108.

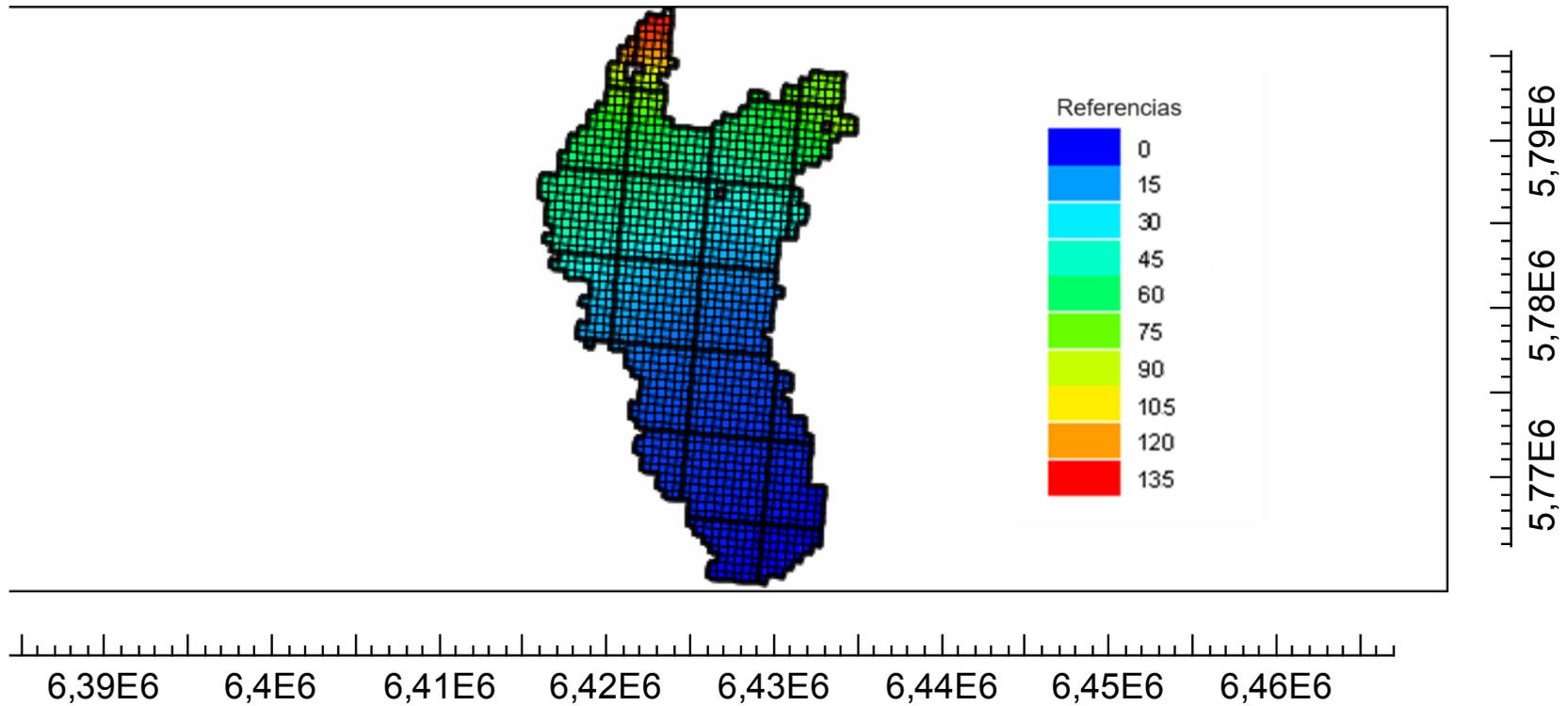


Figura 107. Resultado simulación años secos con explotación igual a la actual.

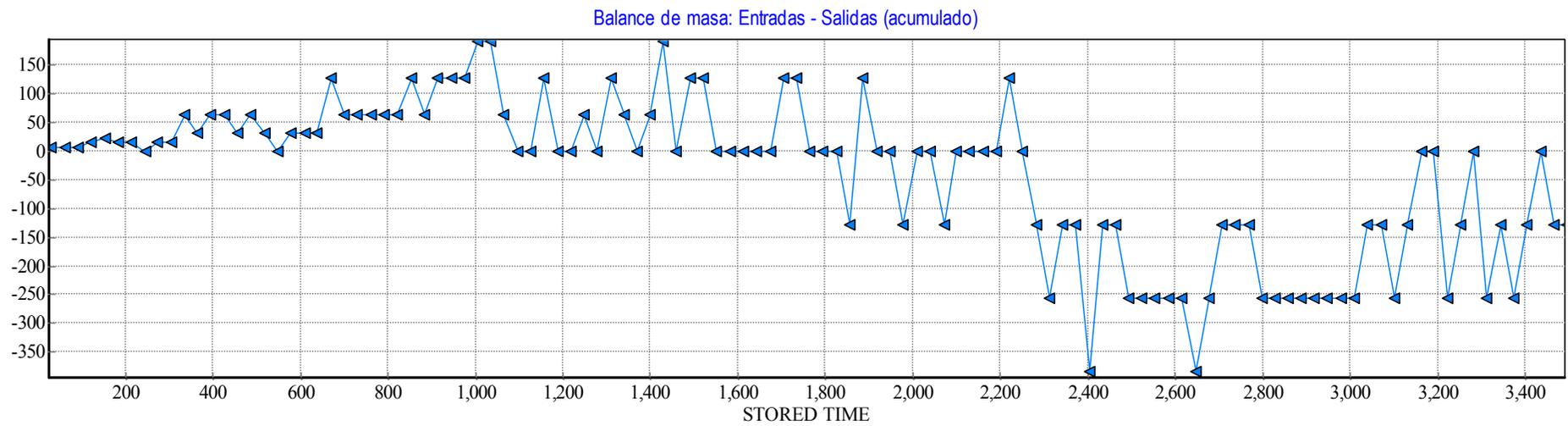


Figura 108. Balance de masas. Entradas menos salidas de agua en m³/día. La unidad de tiempo (Stored time) es día.

15.5.2 Años secos con explotación mayor a la actual

Al modelo desarrollado anteriormente se le agregaron más pozos de explotación teniendo en cuenta el aumento progresivo del riego en la zona y a los pozos utilizados por la Cooperativa Dionisia para abastecer a la población, se les atribuyó un caudal de 500 m³/día, suponiendo un crecimiento poblacional. Los resultados pueden verse en las Figura 109 y Figura 110.

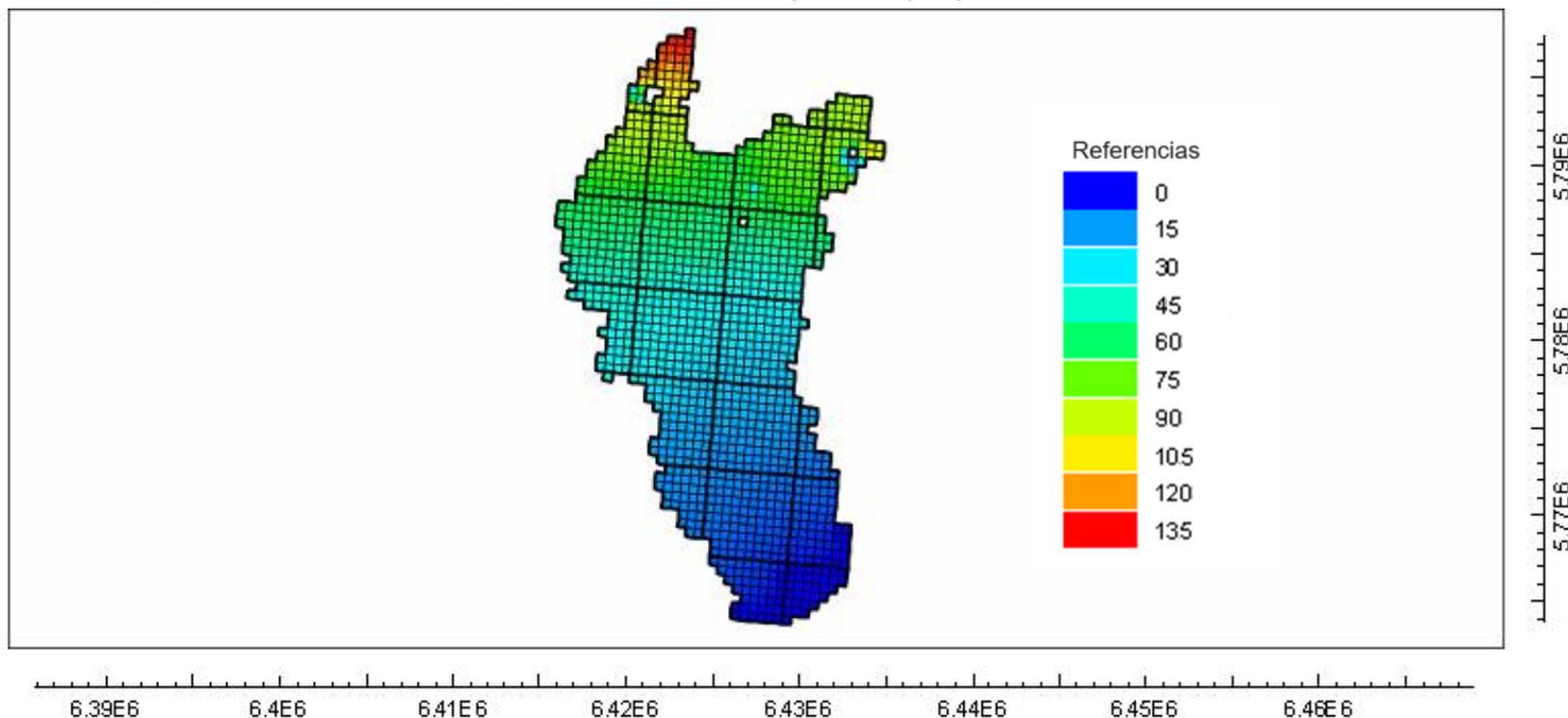


Figura 109. Resultado simulación años secos con mayor explotación a la actual

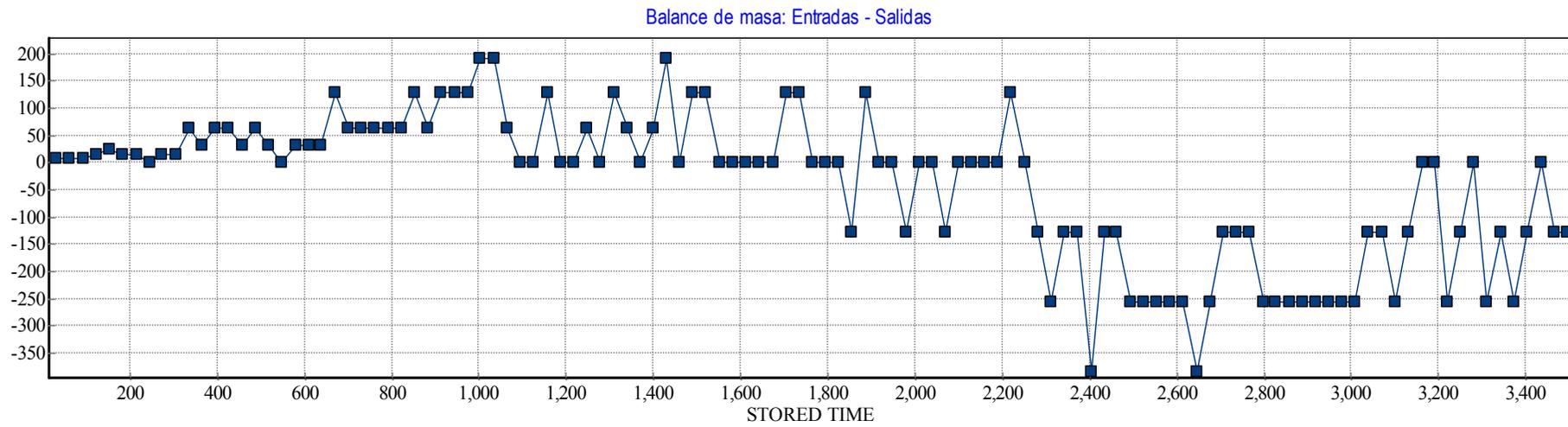


Figura 110. Balance de masas. Entradas menos salidas de agua en $m^3/día$. La unidad de tiempo (Stored time) es días.

15.6 Comparación de los modelos simulados

Comparando el modelo al año 2020 respecto de las 2 simulaciones (Figura 111) podemos observar que los niveles descienden hasta aproximadamente 8 m, siendo en la parte baja de la cuenca más notable la diferencia. Cuando comparamos las dos simulaciones vemos que hay poca diferencia entre ambas, sin embargo, las líneas equipotenciales se separan en la zona donde la presencia de riego es mayor.

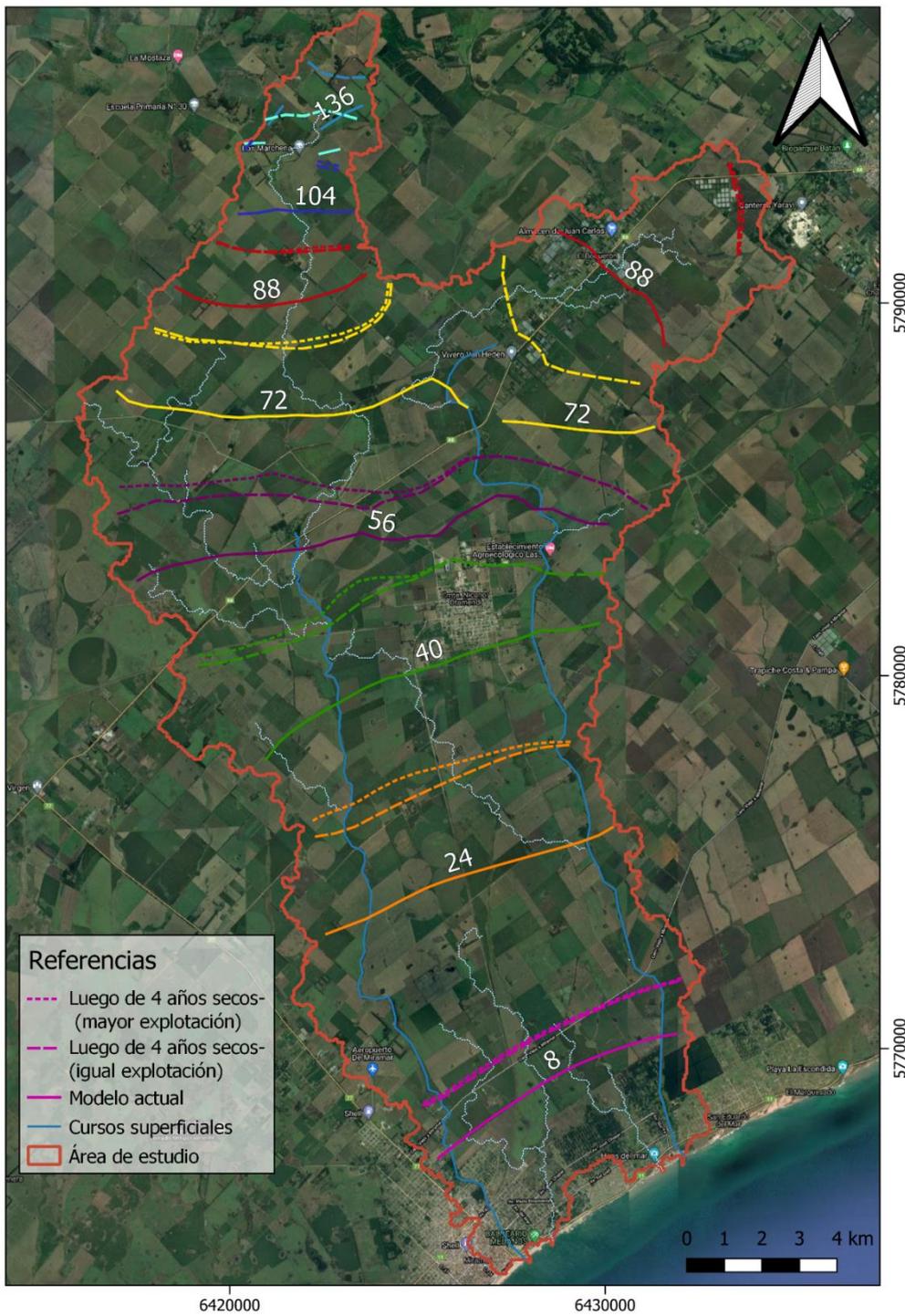


Figura 111. Mapa equipotencial comparando el modelo matemático para el 2020 con las 2 simulaciones.

CAPÍTULO 16

CONCLUSIONES



16 Conclusiones y futuras líneas de investigación

16.1 Conclusiones

Mediante el estudio llevado a cabo en esta tesis se pudo llegar a las siguientes conclusiones:

La caracterización geológica sumada a la prospección geofísica permitió definir el espesor del acuífero Pampeano, la ubicación de las arenas pliocenas y del basamento hidrogeológico. El acuífero Pampeano en el área presenta espesores variables entre los 10 m y los 150 m de espesor. Dicho espesor está condicionado por la posición del basamento hidrogeológico, representado por las ortocuarcitas de la Formación Balcarce, que se disponen en forma de horst y graben en el sector superior de la cuenca, conformando lomas de control tectónico, mientras que en el sector sur el basamento se va profundizando. Las arenas pliocenas se ubican en la parte sur del área alcanzando espesores de hasta 100 m.

Mediante la caracterización geomorfológica se definieron 7 paisajes: serranía y piedemonte (1,9 % del área), lomadas y laderas (24%), lomadas y laderas con tosca (16,1 %), lomadas (8%), lomadas suavemente onduladas (33,4%), planos tendidos y cubetas (3,3 %) y depresiones longitudinales (7,32%). Como puede observarse, si bien el área de estudio forma parte de la llanura interserrana, las lomadas son las geoformas que tienen mayor presencia areal en la misma.

El procesamiento de imágenes de los cortes mamut del suelo permitió determinar la porosidad total de los mismos, obteniéndose valores promedio entre el 15 % y el 30 %. Esta información, junto con la definición de los paisajes geomorfológicos, permitió identificar procesos hidrológicos particulares que afectan al acuífero freático.

La dirección predominante del flujo subterráneo es de norte a sudeste. El valor promedio de la profundidad de los niveles freáticos en el área es de 6,7 m, con una variación que va desde 0,8 m hasta 18 m. Del análisis de la variación estacional de los niveles, se observó que las fluctuaciones del nivel freático están relacionadas tanto con el tipo de suelo como con los rasgos geomorfológicos.

En los sectores de la cuenca donde el paisaje geomorfológico es de planicie, la respuesta ante las precipitaciones es más brusca e inmediata, registrándose diferencias de hasta 2 m en un año tanto en los ascensos como en los descensos del nivel freático. En los sectores de lomadas, las variaciones rondan entre 0,5 m y 0,8 m. En los sectores

de lomadas con tosca, las variaciones son de 0,2 m, y los ascensos y descensos del nivel presentan un retraso respecto de la precipitación.

En cuanto a la caracterización hidroclimatológica se definió un valor de precipitación promedio anual para el periodo 2000-2020 de 928,44 mm. El mes con mayores precipitaciones fue febrero (102,71 mm) y el menos lluvioso fue mayo (56,92 mm). Esta información permitió definir el año hidrológico del área de junio a mayo. El mes más cálido en el área es el mes de enero (20,71°C) y el más frío es julio (7,99°C). El balance hídrico medio mensual (2000-2020) nos indica que las mayores precipitaciones ocurren en los meses de febrero-marzo, sin embargo, en estos meses la evapotranspiración real es mayor por lo cual no se traduce en excesos. Los excesos hídricos (145,6 mm) se producen en los meses de junio a octubre. El déficit promedio para estos 20 años fue de 36,3 mm en enero.

La recarga fue calculada mediante dos metodologías: excesos del balance hídrico del suelo y variación del nivel freático. Los porcentajes de recarga varían desde el 2 % hasta el 47,66 %. Los valores obtenidos de excesos por el BH utilizando la EVTR de Thornthwaite son más cercanos a los obtenidos por la VNF, mientras que los obtenidos por la EVTR de Hargreaves subestiman la recarga. La recarga definida en el pozo G1145 coincide con lo observado anualmente en el monitoreo de niveles, lo que indica que en ese sector de la cuenca el proceso de recarga difiere del resto.

La composición química del agua subterránea en su mayoría es bicarbonatada sódica, con algunas muestras bicarbonatadas magnésicas, especialmente en zonas de recarga local. La conductividad eléctrica aumenta en el sentido del flujo del agua, con valores mínimos en la zona de recarga y máximos en la zona de descarga, de 593 a 1820 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En profundidad los cambios se dan entre los 36 y los 32 m s.n.m, los 13 y 10 m s.n.m y los 2-1 m s.n.m, lo que sugiere la presencia de variaciones en la composición química a diferentes profundidades en el acuífero.

La distribución espacial de los iones principales muestra variaciones significativas. Los valores más bajos de bicarbonato se encuentran en el centro-este, aumentando hacia el suroeste, un patrón similar al del sulfato. El cloruro y el sodio aumentan de noroeste a sureste, mientras que las concentraciones de calcio y magnesio son más altas en el centro-noreste y el norte, respectivamente.

El contenido de nitratos en la mayoría de los pozos supera el límite establecido por la FAO y el Código Alimentario Argentino, sugiriendo una influencia significativa de las actividades agrícolas.

La modelación hidrogeoquímica realizada con el software NETPATH identificó los procesos principales que afectan la composición del agua subterránea y explican los cambios en la química del agua a lo largo del flujo subterráneo. Los resultados indican que la disolución de dióxido de carbono, la precipitación de calcita y el intercambio catiónico son procesos clave.

El análisis estacional en ocho pozos seleccionados mostró un aumento progresivo en el contenido de cloruros desde el otoño hasta el verano. Además, la disolución de calcita parece ser responsable del aumento en los niveles de bicarbonato, especialmente en invierno debido al aumento de CO₂.

El agua superficial presenta facies bicarbonatadas sódicas similares a las aguas subterráneas, pero con un pH más alto, indicando una mayor alcalinidad. La caracterización hidroquímica de estas aguas refuerza la conexión entre las aguas superficiales y subterráneas en el área de estudio.

La señal isotópica del agua subterránea se corresponde con la del agua meteórica local, lo que indica que la recarga del acuífero se produce por las precipitaciones, principalmente aquellas ocurridas en los meses de marzo-abril. Esto se comprueba tanto con los datos isotópicos como con las mediciones de nivel freático.

A su vez, se pueden diferenciar tres grupos de muestras según sus valores de $\delta^{18}\text{O}$: el primer grupo corresponde a los valores más empobrecidos, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ van de -6,2 a -5,83 ‰ y están asociados al paisaje geomorfológico de lomadas con tosca. El segundo grupo, más enriquecido, presenta valores entre -5,22 y -4,93 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y corresponde a pozos donde el nivel es cercano a la superficie o a pozos de riego que no se encuentran bien aislados. El último grupo representa la composición isotópica media del área, con valores de -5,21 a -5,82 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$, y se corresponde con el valor promedio de la precipitación local.

En cuanto a las precipitaciones, los valores promedio estacionales coinciden con lo documentado para la provincia de Buenos Aires. Los valores isotópicos de los cursos superficiales indicarían una mezcla de agua subterránea y agua meteórica.

Las mediciones de ³H, según los valores de entrada que se tienen para el área, indican en general que la recarga es moderna (posterior a 1960) y con un corto tiempo de residencia (de 7 U.T. a 0,2 U.T.). En cuanto a la caracterización hidrológica, las cuencas de los cursos superficiales son alargadas y mal drenadas. El caudal promedio para el arroyo Las Brusquitas es de 0,359 m³/seg mientras que para El Durazno es de 0,280 m³/seg. Presentando los mayores caudales en primavera.

Tanto en el área de estudio como en el sudeste bonaerense, la superficie irrigada crece año a año y la proyección tiende a un aumento. Desde las políticas nacionales, con la implementación del Plan Nacional de Riego, la adaptación al cambio climático, donde cada vez se experimentan más eventos extremos, y para la producción de alimentos para abastecer a la población, se fomenta esta tendencia.

El aumento en el sudeste, considerando solo el riego por pivote, ha sido significativo: de 67,41 km² a 330,77 km² en el periodo 2000-2020, es decir, casi se quintuplicó el área irrigada. El riego se utiliza principalmente en los meses de noviembre, diciembre, enero y marzo, cuando comienzan a disminuir las reservas y ocurre el déficit hídrico por evapotranspiración, evidenciado en el balance hídrico medio y en el descenso de los niveles freáticos.

El agua para esta actividad proviene fundamentalmente del recurso subterráneo; el acuífero que se explota es el acuífero Pampeano. En cuanto a la calidad del agua para riego, siguiendo los lineamientos de la F.A.O., en general, el grado de restricción del uso de agua para la mayoría de los parámetros es ligero a moderado. Como resultado, en los mapas de aptitud se observa una mayor superficie con aptitud de agua para riego moderada a baja (74 % del área para riego por aspersión y 94 % para riego por gravedad).

La aptitud muy baja está dada por la alta concentración de bicarbonatos en combinación con el contenido de cloruros, que es mayor próximo a la zona costera (SE).

Mediante la modelación matemática se logró validar el modelo conceptual hidrogeológico. Con los valores de mediciones periódicas de nivel freático, se ajustaron los valores de conductividad hidráulica, obteniendo para el área de lomadas con tosca un valor de $K_x=K_y=K_z$ de 6 m/día y para el resto de la cuenca de 3 m/día. A su vez, se demostró que tanto los valores de evapotranspiración obtenidos por los balances hídricos como los de recarga obtenidos por la metodología VNF son válidos para esta área.

La simulación de dos escenarios hipotéticos, en los que las precipitaciones se encuentran por debajo de la media, uno con una explotación igual a la actual y otro teniendo en cuenta el aumento del riego, permitió observar que, si esto ocurriese, habría una profundización de los niveles freáticos. Sin embargo, al comparar ambos escenarios, la diferencia es muy poca, lo que sugiere que la variable con mayor injerencia en el comportamiento de los niveles freáticos es la recarga. También se observa en los resultados de estas simulaciones que en la sección baja de la cuenca es

donde se ven las mayores profundizaciones de nivel, lo cual está en consonancia con los resultados de la variabilidad estacional de los niveles.

Para finalizar, algo a tener en cuenta desde la gestión del recurso, que se desprende de la información aquí generada, es que la variable más sensible del sistema es la recarga, la cual se da principalmente por las precipitaciones ocurridas en los meses de otoño. Por lo tanto, algún cambio en esta distribución de las precipitaciones podría afectar el funcionamiento del sistema.

16.2 Futuras líneas de investigación

De los resultados obtenidos en esta tesis se desprenden líneas de investigación que aportarían al mejoramiento del modelo conceptual del área:

- Evaluar mediante perforaciones y ensayos de bombeo la potencialidad como acuífero de la capa de arenas pliocenas, definida en el sur del área, y determinar la relación que existe entre las mismas y el acuífero Pampeano.
- Evaluar la recarga de aguas subterráneas en la zona no saturada mediante perfiles de isótopos estables, así como también, la evolución hidroquímica del agua de recarga a través de la zona no saturada mediante modelos hidrogeoquímicos.

16.3 Recomendaciones

Se recomienda establecer un riguroso **registro histórico de los niveles** de agua, tanto en fuentes superficiales como subterráneas, con el fin de monitorear la disponibilidad hídrica a lo largo del tiempo. Este registro permitirá una mejor gestión de los recursos hídricos y una planificación más efectiva en el manejo del riego.

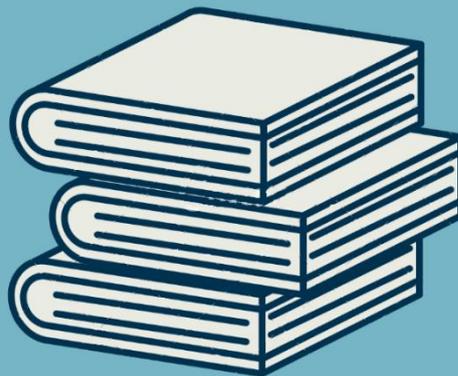
Se sugiere implementar medidas de **regulación del riego** basadas en la información recopilada del registro histórico de niveles. Estas medidas pueden incluir sistemas de programación de riego adaptativos, que ajusten automáticamente los horarios y volúmenes de riego según las condiciones hídricas actuales y las necesidades de los cultivos. Además, se aconseja llevar a cabo estudios detallados sobre el requerimiento hídrico de los diferentes cultivos presentes en la región. Estos estudios proporcionarán

información crucial para optimizar el uso del agua en la agricultura, permitiendo un riego más eficiente y reduciendo el desperdicio del recurso.

Es fundamental realizar **un censo exhaustivo de todos los pozos** de agua utilizados en la agricultura, con el objetivo de obtener un conocimiento preciso sobre los volúmenes de extracción de agua subterránea. Este censo facilitará la implementación de políticas de gestión sostenible del recurso hídrico y la prevención de la sobreexplotación de acuíferos. Además, es necesario disponer de información sobre el adecuado acondicionamiento de los pozos, tanto en su uso como en su desuso, ya que muchas veces se encuentran destapados y, debido a su gran diámetro, son lugares propensos al ingreso de contaminantes al acuífero.

Por último, se sugieren **acciones que generen conciencia en la población**, tales como programas de educación y concientización dirigidos a la población sobre el cuidado del recurso hídrico. Estas iniciativas deben enfocarse en informar y sensibilizar a la comunidad acerca de la importancia del agua, así como de las prácticas cotidianas que pueden contribuir a su conservación. Se recomienda desarrollar campañas educativas que aborden temas como el uso responsable del agua en el hogar, la importancia de reparar fugas y filtraciones, la adopción de hábitos de consumo consciente y la protección de fuentes de agua naturales. Además, es fundamental fomentar la participación activa de la población en la implementación de medidas de conservación del agua, promoviendo el compromiso individual y colectivo con la preservación de este recurso.

BIBLIOGRAFÍA



17 Bibliografía

- Ameghino, F. (1909). Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires* (3), 10, 343–428.
- Appelo, C. A. ., y Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution.pdf* (p. 668).
- Arens. (1969). Algunos efectos del riego suplementario sobre los suelos de la Pampa Ondulada [Some effects of supplementary irrigation on soils of the Ondulated Pampa]. *Actas V Reunión Argentina de La Ciencia Del Suelo*, 98–102.
- Ayars, J. E., Christen, E. W., Soppe, R. W., y Meyer, W. S. (2006). The resource potential of in-situ shallow ground water use in irrigated agriculture: a review. *Irrigation Science*, 24(3), 147–160. <https://doi.org/10.1007/s00271-005-0003-y>
- Ayers, R. S. (1976). *Water quality for agriculture / by R. S. Ayers, D. W. Westcot* (D. W. Westcot y F. and A. O. of the U. Nations (eds.)). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Ayers, R. S. (1985). *Water quality for agriculture / by R.S. Ayers and D.W. Westcot* (D. W. Westcot y F. and A. O. of the U. Nations (eds.)). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Baccaro, K.; Degorgue, M.; Lucca, M.; Picone, L., ; Zamuner, E. ., y Andreoli, Y. (2006). *Calidad del agua para consumo humano y riego en muestras del cinturón hortícola de Mar del Plata*.
- Balek J. (1988). Groundwater Recharge Concepts. In S. I. (Ed.), *Estimation of Natural Groundwater Recharge* (t). NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences, vol 222. Springer, Dordrecht. <https://doi.org/DOI> https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_1
- Basaldúa, A, Alcaraz, E., Quiroz Londoño, M, Dapeña, C., Martínez, D. (2022). Reconstrucción del registro de precipitación de tritio en la zona templada de Sudamérica. *VI RAGSU*, 25–28.
- Bobachev, C. (2002). IPI2Win: A windows software for an automatic interpretation of resistivity sounding data. *Moscow State University*, 320.
- Bocanegra, E., Quiroz Londoño, O. M, Romanelli, A., Martínez, D. y Ferrante, A. (2011). Simulación numérica aplicada a la interacción aguasubterránea – humedales en la llanura pampeana, provincia de Buenos Aires. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de La Hidrología Subterránea*, 132–139.
- Bocanegra, E., Quiroz Londoño, O., Martínez, D., y Romanelli, A. (2012). Quantification

- of the water balance and hydrogeological processes of groundwater–lake interactions in the Pampa Plain, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 68. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1916-4>
- Brittez, F. (2020). *Los pagos de Dionisia. Historia del partido de General Alvarado y del pueblo de Cte. Nicanor Otamendi.*
- Brunke, M., Agency, S., y Gonser, T. (1997). *The Ecological Significance of Exchange Processes Between Rivers and The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. December 2017.* <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x>
- Buzai, G. D. (2014). Geografía Y Cartografía: Vínculos Actuales En Apoyo a La Toma De Decisiones En El Ordenamiento Territorial. *Geography Department University of Sao Paulo, spe*, 3. <https://doi.org/10.11606/rdg.v0i0.536>
- Cafferatta, N. (2004). Introducción al Derecho Ambiental. In *Journal of Chemical Information and Modeling.*
- Calmbach y, Waterloo, y Hydrogeologic. (2003). *Water Quality Data Analysis, Plotting, y Modeling; Aquachem User's Manual v.4.0* (p. 276).
- Calvi, C. (2017). *Identificación de la descarga de aguas subterráneas en arroyos del sudeste de la provincia de Buenos Aires, con trazadores químicos e isotópicos.* Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Calvi Carolina, Remesal, Marcela Beatriz, Dapeña Cristina, M. D. (2018). *Identificación de la descarga de aguas subterráneas en arroyos del sudeste de la provincia de Buenos Aires, con trazadores químicos e isotópicos.*
- Capitanelli, R. G. (2008). Los ambientes naturales del territorio argentino. Un sistema basado en la diversidad. *Argentina: Una Visión Actual y Prospectiva Desde La Dimensión Territorial, Buenos Aires, Emecé*, 63–118.
- Castiglioni, M., y Morrás, H. (2007). USO DEL ANÁLISIS DIGITAL DE IMÁGENES PARA EL ESTUDIO DE LA POROSIDAD DE LA ZONA NO SATURADA DE ARGUJOS DE ARGENTINA. *Estudios de La Zona No Saturada Del Suelo, VIII*, 83–87. http://zonanosaturada.com/zns07/publications_files/area_2/02.pdf
- CFI. (1995). *Evaluación del Recurso Hidrico Subterraneo en Miramar.*
- Cionchi, J. L., y Redin, I. (2004). *La contaminacion del agua subterranea producida por las deficiencias constructivas en las perforaciones.*
- Clark, I. ., y Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. In *Environmental Geology* (Vol. 43, Issue 5). <https://doi.org/10.1029/99eo00169>
- Color, (firm) Munsell. (2010). *Munsell soil color charts : with genuine Munsell color chips.* 2009 year revised. Grand Rapids, MI: Munsell Color, 2010. <https://search.library.wisc.edu/catalog/9910109259802121>

- Congedo, L. (2013). *Semi-Automatic Classification Plugin for QGIS*.
- Costa, J. I. y Aparicio, V. (1999). Efecto de la calidad de agua sobre las propiedades químicas y físicas de suelos bajo riego suplementario en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires en la República Argentina. *14 Congreso Latinoamericano de La Ciencia Del Suelo*.
- Costa, J. I. y Aparicio, V. (2000). Efecto del sodio en la degradación de suelos del sudeste de la Provincia de Bs. As. Argentina. *XI Conferencia de La Organización Internacional Para La Conservación Del Suelo ISCO*.
- Costa, J. L. (1995). Pasos a seguir por parte del productor que desea regar. Calidad de agua. In *Manual de Riego del Productor Pampeano*. (pp. 21–40). Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos. Secretaria de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- Cowin, M. W., Kenner, S., Wilson, E., y Croyle, W. (2016). *Best Management Practices for the Sustainable Management of Groundwater. Hydrogeologic Conceptual Model*.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Craig, H., y Gordon, L. I. (1965). *Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere*.
- Custodio, E., y Llamas, R. (1976). *Hidrología subterránea* (Omega (ed.)).
- Dalla Salda, L., Bossi, J. y Cingolani, C. (1988). The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes*, 11, 263–269.
- Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A. M. (1979). La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *7 Congreso Geológico Argentino*, 1, 539–550.
- Dalla Salda, L., De Barrio, R. E., Echeveste, H. J., y Fernández, R. R. (2005). El basamento de las Sierras de Tandilia. *Geología y Recursos Minerales de La Provincia de Buenos Aires. Relatorio Del 16 Congreso Geológico Argentino*, 31–50.
- Damiano, F., y Taboada, M. A. (2000). Predicción del agua disponible usando funciones de pedo-transferencia en suelos agrícolas de la región pampeana. *Ciencia Del Suelo*, 18(2), 77–88.
- del Valle, A. (1990). Paleogeografía de la cuenca de depositación de la Formación Balcarce (Ordovícico inferior), Tandilia, Argentina. *Actas 3ra Reunión Argentina de Sedimentología*, 102–108.
- Donna, F., Quiroz Londoño, O. M., y Massone, H. E. (2016). PIVOTE CENTRAL EN EL SUDESTE BONAERENSE Methodology for the identification of areas irrigated by center pivot irrigation system in the southeast province of Buenos Aires. *I Jornadas*

- Internacionales y III Nacionales de Ambiente, Tandil.*, 3–5.
- DYMAS. (1974). *Contribución al mapa geohidrológico de la provincia de Buenos Aires 1:500.000. Zona interserrana*. Inédito.
- FAO AQUASTAT. (2021). *FAO's global information system on water and agriculture*. www.fao.org/aquastat/en/
- Fernández, R y Echeveste, H. (1995). Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia. *Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1, 329–337.
- Frenguelli, J. (1957). Neozoico en Geografía de la República Argentina. *GAEA*, 3, 1–218.
- Frenguelli, Joaquín, y Outes, F. F. (1924). Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar. *Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales*, 7(26), 277–398.
- Gao, B. (1996). NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58(3), 257–266. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00067-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00067-3)
- Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A. M., y E., S. G. (2013). *Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas Libros de Cátedra*. https://www.researchgate.net/publication/346250745_Elementos_metodologicos_para_el_manejo_de_cuencas_hidrograficas/related
- Génova, L. (2006). Salinidad y sodicidad de suelos regados complementariamente en la Región Pampeana, Argentina. *III Jornadas de Actualización En Riego y Fertirriego*, INTA, 13.
- George H. Hargreaves, y Zohrab A. Samani. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- González Álvarez, R. (2006). Aproximaciones a los Derechos Humanos de Cuarta Generación. *Revista Electrónica Deficiencia, Tecnología, Sociedad y Cultura*, 1–6. <https://web.archive.org/web/20070929075211/http://www.sopecj.org/rgaddhh.pdf>
- Gopalakrishnan, E. M. (2011). Groundwater resource management. *Irrigation and Drainage*, 60(5), 704–705. <https://doi.org/10.1002/ird.664>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., y Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18–27. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- GRASS DEVELOPMENT TEAM. (2016). *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) (7.0)*. Open Source Geospatial Foundation.

- <http://grass.osgeo.org>
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., y Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7(1), 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Healy, Richard W; Scanlon, B. (2010). *Estimating Groundwater Recharge*.
- Healy, R. W., y Cook, P. G. (2002). *Using groundwater levels to estimate recharge*. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Iacumin, M; Piccirillo, E; Girardi, V; Teixeira, W; Bellieni, G; Echeveste, H; Fernández, R. P. J. y R. A. (2001). Early Proterozoic Calc-Alkaline and Middle Proterozoic Tholeiitic Dyke Swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Tectonics Implications. *Journal of Petrology*, 42, 2109–2143.
- ICID. (2021). World Irrigated Area-2018. *International Commission On Irrigation And Drainage, Icid*, 6. <https://www.icid.org/world-irrigated-area.pdf>
- Imbellone, P. A. y Camilion, M. . (1988). Characterization of a buried tephra layer in soils of Argentina. *Pedologie*, 38, 155–171.
- Iñiguez Rodríguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P. E. (1989). Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Cuencas Sedimentarias Argentinas, INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 6, 245–263.
- Instituto Geográfico Nacional. (2014). *Modelo Digital de Elevaciones de la República Argentina* - MDE-Ar. <http://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Introduccion>
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. (1996). *Colección Cartas de Suelos de la República Argentina. E 1:50.000*.
- International Union of Soil Sciences (IUSS) Grupo de trabajo WRB. (2007). *Base referencial mundo del recurso suelo. Un marco conceptual para clasificación, correlación y comunicación internacional. Informe sobre recursos mundiales de suelos N° 103*. 127. <http://www.fao.org/3/a-a0510s.pdf>
- Irurtia, C. y Mon, R. (1998). Cambios en las propiedades físicas y químicas de los suelos de la región pampeana después de cinco años de riego suplementario. *Actas XVI Congreso Argentino de La Ciencia Del Suelo*, 241–242.
- Isla, F; Taglioretti, M y Dondas, A. (2015). *Revisión Y Nuevos Aportes Sobre La Estratigrafía*. 72(2), 235–250.
- Jobbágy, E. G. (2008). *Napas freáticas : pautas para comprender y manejar su impacto en la producción* . 151–156.
- Kendall, C., y Doctor, D. H. (2003). Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. In

- Treatise on Geochemistry* (pp. 319–364). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05081-7>
- Kirsch, R. (2006). Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology. *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology, Edited by Reinhard Kirsch. 2006 XVII, 493 p, 300 Illus. 3-540-29383-3. Berlin: Springer, 2006.*
- Kraglievich, J. . (1952). El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista Del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar Del Plata, 1, 8–37.*
- Kruse, E. E. (1985). Aspectos geohidrológicos de la region sudoriental de Tandilia-cuencas de los Ajos. Vivoratá, Las Brusquitas y El Durazno. *Rev Asoc Geol Argentina, 40, 367–374.*
- Kruse, E., Laurencena, P., Deluchi, M., y Varela, L. (1997). Caracterización de la red de drenaje para la evaluación hidrológica en la región interserrana (Provincia de Buenos Aires). *Actas Del I Congreso Nacional de Hidrogeología y II Seminario Hispano--Argentino Sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Bahía Blanca, 133–145.*
- Kruse, E., y Zimmermann, E. D. (2002). Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades en la llanura pampeana (Argentina). *Groundwater and Human Development, 2(1), 2025–2038.*
- Lerner, D. N. (1990). Groundwater recharge in urban areas. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere, 24, 29–33.*
- Ligier, D., Barral, M. P., Angelini, H. P., Puricelli, M., Murillo, N., y Auer, A. (2016). *Aportes a la caracterización territorial del partido de General Alvarado , provincia de Buenos Aires.*
- Lima, M. L. (2012). *Caracterización Hidrológica-Ambiental de la Cuenca del Arroyo Dulce , Provincia de Buenos Aires. 5, 107–122.*
- Litaor, M., Eshel, G., Sade, R., Rimmer, A., y Shenker, M. (2013). Hydrogeological Characterization of an Altered Wetland. *Journal of Hydrology, 349, 333–349.* <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.007>
- López Cadenas de Llano, F. (1998). *Restauración Hidrológica Forestal de cuencas y Control de la Erosión* (P. Mundi (ed.); Ingeniería).
- Marchese, H. y di Paola, E. (1975). Miogeosinclinal Tandil. *Revista de La Asociación Geológica Argentina, 30, 161–179.*
- MARNR CIDIAT. (1979). *Curso nacional de manejo, conservación y rehabilitación de cuencas hidrográficas: metodología para elaborar proyectos de control de torrentes [metodología de la dirección de manejo de cuencas del MARNR]* (CIDIAT (ed.)).

- Martínez, D.; Quiroz, O. M.; Dapeña, C.; Glok-Galli, M., y Massone, H. y Ferrante, A. (2011). CARACTERIZACION ISOTÓPICA E HIDROQUÍMICA DE LAS PRECIPITACIONES EN EL SECTOR SUR DE TANDILIA. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de La Hidrología Subterránea. Calidad y Contaminación de Agua Subterránea*, 369–376.
- Martínez, D. E., y Bocanegra, E. M. (2002). Hydrogeochemistry and cation-exchange processes in the coastal aquifer of Mar Del Plata, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 10(3), 393–408. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0195-7>
- Martínez, D. E., Quiroz Londoño, O. M., Dapeña, C., Massone, H. E., Ferrante, A., y Bocanegra, E. (2007). Aportes al modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del río Quequén grande, provincia de Buenos Aires. *V Congreso de Hidrogeología y III Seminario Hispanoamericano de Temas Actuales de La Hidrogeología Subterránea*, 262–271.
- Martínez, D., y Osterrieth, M. (1999). Geoquímica de la sílice disuelta en el Acuífero Pampeano en la Vertiente Sudoriental de Tandilia. *Hidrología Subterránea*, 13.
- Martínez, G. (2007). Procesos de formación de sitios en reparos rocosos de Tandilia. Cazadores - Recolectores del Cono Sur. *Revista de Arqueología*, 3, 105–127.
- Massone, H., Martínez, D., y Quiroz Londoño, O. M. (2014). Estudio del ciclo hidrológico a través de los átomos. *Revista Hydria.*, N°51, 15–21.
- MATLAB. (2018). 9.7.0.1190202 (R2019b). The MathWorks Inc.
- Mauricio, O., y Londoño, Q. (2009). *Hidrogeología e Hidrogeoquímica de las Cuencas de los Arroyos Tamangueyú y El Moro, Provincia de Buenos Aires*. Universidad nacional de Río IV. Córdoba - Argentina.
- Miller, V. (1953). A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee. *Journal of Geology - J GEOL*, 65, 30.
- Ministerio de Agroindustria, y FAO/PROSAP. (2015). *Estudio del potencial de ampliación del riego en Argentina*.
- Mirassou, S., y Bertranou, A. (2009). Aportes a un desarrollo conceptual para la gobernabilidad del agua. *FLACSO Sede Académica Argentina, Doctorate*, 256. <http://flacsoandes.org/dspace/handle/10469/1365>
- Ndossi, M. I., y Avdan, U. (2016). Application of open source coding technologies in the production of Land Surface Temperature (LST) maps from Landsat: A PyQGIS plugin. *Remote Sensing*, 8(5). <https://doi.org/10.3390/rs8050413>
- Niswonger, R. G., Panday, S., y Ibaraki, M. (2005). *MODFLOW-NWT , A Newton Formulation for MODFLOW-2005*.

- <https://pubs.usgs.gov/tm/tm6a37/pdf/tm6a37.pdf>
- Olaya, V. (2009). Sistemas de Información Geográfica. *Cuadernos Internacionales de Tecnología Para El Desarrollo Humano*, ISSN 1885-8104, N°. 8, 2009 (Ejemplar Dedicado a: Tecnologías de La Información Geográfica).
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E. J., Gondar, D., y Tonni, E. P. (1965). Las Edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de La Comisión de Investigaciones Científicas de La Provincia de Buenos Aires.*, 6, 165–193.
- Perez Machado, J. L. (1979). *Fundamentos del ciclo hidrológico* (Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería Departamento de Meteorología e Hidrología. (ed.)).
- Pilatti, M. A. Marano, R.P. De Orellana, J. A. (2004). Riego suplementario con aguas bicarbonatadas sódicas en molisoles de Santa Fe. Sodificación y alcalinización. *Agrochimica*, 48, 233–248.
- Plummer, N., Prestemon, E. C., y Parkhurst, D. L. (1991). An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH. In *Water-Resources Investigations Report*. <https://doi.org/10.3133/wri914078>
- Poch, R. . (2015). Micromorfometría. In *Manual de micromorfología de suelos y técnicas complementarias* (pp. 293–308).
- Protz, R., y Vandenbygaart, B. (1998). Towards systematic image analysis in the study of soil micromorphology. *Sciences of Soils*, 3, 34–44. <https://doi.org/10.1007/s10112-998-0004-0>
- QGIS.org. (2021). *QGIS Geographic Information System*. QGIS Association. <http://www.qgis.org>
- Quiroz Londoño, O.M. Martínez, D.E. y Massone, H. (2009). Modelación matemática de flujo subterráneo en un sector de la llanura interserrana bonaerense, provincia de Buenos Aires. *VI Congreso Nacional de Hidrogeología y IV Seminario Hispanoamericano de Temas Actuales de La Hidrogeología Subterránea*, 541–550.
- Quiroz Londoño, O. M., Martínez, D. E., y Massone, H. E. (2012). EVALUACIÓN COMPARATIVA DE MÉTODOS DE CÁLCULO DE RECARGA EN AMBIENTES DE LLANURA. LA LLANURA INTERSERRANA BONAERENSE (ARGENTINA), COMO CASO DE ESTUDIO. *DYNA*, 79(171 SE-Artículos), 239–247.
- Quiroz Londoño, O., Martínez, D., y Massone, H. (2012). *Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático*. 3, 123–130.
- Quiroz Londoño, O., Martínez, D., Massone, H., Londoño Ciro, L., y Dapeña, C. (2015). Spatial distribution of Electrical Conductivity and Stable Isotopes in groundwater in

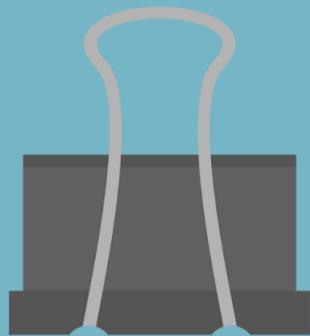
- large catchments: a geostatistical approach in the Quequén Grande River Catchment, Argentina. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 51, 1–15. <https://doi.org/10.1080/10256016.2015.1056740>
- Richards, L. A. (1954). *Diagnosis and Improvement of Saline Alkali Soils* (U. D. of Agricultur (ed.)). Agriculture.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., y Deering, D. . (1974). Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ErtS. In *NASA Special Publication* (Vol. 351, p. 309).
- Rozanski, K., y Araguás-Araguás, L. (1995). Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American Continent. *Bulletin de l'Institut Francais d'études Andins*, 24. <https://doi.org/10.3406/bifea.1995.1189>
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., y Gonfiantini, R. (1992). Isotopic patterns in Global Precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 78. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Ruíz, J. D. (2001). *Hidrología evolución y visión sistémica: la morfometría de cuencas como aplicación*. UNELLEZ. <https://books.google.com.ar/books?id=tdLUAAAACAAJ>
- Sala, J. (1975). Recursos Hídricos (Especial mención de las aguas subterráneas). Geología de la Provincia de Buenos Aires. *Relatorio Del VI Congreso Geológico Argentino*, 169–193.
- Santa Cruz, J. N. y Silva Busso, A. (1996). *Disponibilidad del Agua Subterránea para Riego Complementario en las Provincias de Buenos Aires, Entre Ríos, Córdoba y Santa Fe, PROSAP, SAGPyA (Inédito)*.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., y Cook, P. G. (2002). *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. <https://doi.org/10.1007/s10040-0010176-2>
- Scarpati, O. E., y Capriolo, A. D. (2013). Droughts and floods in Buenos Aires province (Argentina) and their space and temporal distribution. *Investigaciones Geograficas*, 82(82), 38–51. <https://doi.org/10.14350/rig.31903>
- Schoeller, H. (1962). *Les Eaux souterraines: hydrologie, dynamique et chimique, recherche, exploitation et eévaluation des ressources*. Masson et Cie.
- Schultz, P. H., Zárate, M., Hames, W. E., Harris, R. S., Bunch, T. E., Koeberl, C., Renne, P., y Wittke, J. (2006). The record of miocene impacts in the Argentine Pampas. *Meteoritics and Planetary Science*, 41(5), 749–771. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00990.x>
- SEA. (2012). *Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA* (S. de E. Ambiental (ed.)). <https://snia.mop.gob.cl/repositorioldga/handle/20.500.13000/4342>
- Simler, R. (2007). *Diagrammes*. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université

- d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie Multi Langage en Distribution Libre, Avignon.
- Soil Survey Staff. (1999). *Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys* (Natural Resources Conservation Service (ed.); 2nd ed.).
- Sokolov, A; Chapman, T. (1974). *Métodos de cálculo del balance hídrico: guía internacional de investigación y métodos* (1974 Paris : UNESCO (ed.)).
- Solarte Cruz, M., y Narvaez Bravo, G. (2007). *Tomo I. Informe final: Proyecto estado del arte de la información biofísica y Socioeconómica de los páramos de Nariño. 1, 1–60.*
<http://corponarino.gov.co/expedientes/intervencion/biodiversidad/tomo01introduccion.pdf>
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52–67.
<https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Stiff, H. A. (1951). The Interpretation of Chemical Water Analysis by Means of Patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3(10), 15–3. <https://doi.org/10.2118/951376-G>
- Stoops, G., y Vepraskas, M. J. (2003). *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Soil Science Society of America.
- Suero, E. E. y Storti, L. M. (2000). Importancia e impacto del riego suplementario en la provincia de Buenos Aires. In Rol de los organismos públicos. Políticas de adopción de nuevas tecnologías. *Jornadas Agropecuarias. Fundación Karacachoff, FAC.de Agronomía de La Plata*.
- Suero, E. E., Cruz, J. N. S., Busso, A. S., Della, A. I., Irigoyen, A. I., Costa, J. L., y Gardiol, J. M. (2001). CARACTERIZACION DE LOS RECURSOS NATURALES EN SISTEMAS BAJO RIEGO DEL SUDESTE BONAERENSE. Bases para propuestas de aplicación sustentable del riego. *RIA. Revista de Investigaciones Agropecuarias*, 30(1), 71–89.
- Sun, D., y Kafatos, M. (2007). Note on the NDVI-LST relationship and the use of temperature-related drought indices over North America. *Geophysical Research Letters*, 34(24), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2007GL031485>
- Tarbut, E. J., Lutgens, F. K., y Tasa, D. (2005). Ciencias de la Tierra. In *Geology* (Vol. 30, p. 736).
- Teixeira, W; Pinese, J; Iacumin, M; Girardi, V; Piccirillo, E; Echeveste, H; Ribot, A; Fernández, R; Renne, P. R. y H. L. M. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de La Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119, 329–353.

- Teruggi, M; Killmurray, J, Rapela, C y Dalla Salda, L. (1974). Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 19, 41–60.
- Teruggi, M; Killmurray, J y Dalla Salda, L. (1973). Los dominios tectónicos de la region de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 81–94.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A., y Ramos, V. . (1988). Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43(3), 366–374.
- Thornthwaite, C. W., y Mather, J. R. (1957). Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance. *Publications in Climatology*, 10, 185–311.
- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795–4812. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>
- Tóth, J. (2000). Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111(4), 9–26.
- Varela, L., y Teruggi, L. (2001). Caracterización hidrológica de la cuenca del río Quequén Grande, provincia de Buenos Aires. *Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas y Planificación Territorial.*, 1, 19–26.
- Varni, M., y Weinzettel, P. (2009). *ANÁLISIS DE REGISTROS FREATIGRÁFICOS EN LA CUENCA DEL ARROYO DEL AZUL.*
- Villota, H. (1997). Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno. *Revista CIAF*, 15, 83–117.
- Wendland, W. M. (1998). Hydroclimatology. In *Encyclopedia of Hydrology and Lakes Encyclopedia of Hydrology and Lakes* (pp. 357–360). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-4497-6_111
- Wilding, L., y Lin, H. (2006). Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. *Geoderma*, 131, 257–274. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.03.028>
- Winston, R. B. (2009). *ModelMuse : a graphical user interface for MODFLOW-2005 and PHAST.* Reston, Va.: U.S. Geological Survey, 2009. <https://search.library.wisc.edu/catalog/9910090564002121>
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 28–45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Zohdy, A. A. R. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54(2), 245–253.

<https://doi.org/10.1190/1.1442648>

ANEXO



Anexo

Anexo 1. Datos de las muestras de agua subterránea y superficial

Estación	Tipo de muestra	Latitud	Longitud	Fecha	Cota (m s.n.m)	Parámetros fisicoquímicos				Cationes (mg/l)				Aniones (mg/l)				Isótopos			Otros		
						T °C	pH	C.E (µS/cm)	Dureza (mg/l)	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	NO ₃	CO ₃	SO ₄	² H	¹⁸ O	³ H	SiO ₂	Nivel (m)
G1108	Agua subterránea	5783078.7	6426944.7	13/05/16	68	17,2	7,33	868	221	170	8	21	40,4	112	428	92,6		20	-34,10	-6,00		36,8	18,6
G1112		5774872.8	6428913.8	13/05/16	33	16,8	7,67	1055	143	180	11	28	17,5	133	428	137		29	-31,58	-5,40		24,8	6,73
G1113		5780541.7	6429017.6	13/05/16	42	16,7	7,56	869	143	150	9	20	22,3	108	349	99		19	-31,50	-5,60		35,8	3,7
G1114		5780818.5	6429780.4	13/05/16	42	16,1	8,04	908	91	240	3	19	10,4	80,4	471	102,5		17	-32,40	-5,32		40,4	3,3
G1120		5788307.1	6427643.7	06/07/16	98	15,1	7,18	1058	270	180	16	56	31,2	94,6	585	173		46	-30,60	-5,11		40,2	38,2
G1121		5783922.6	6421682.8	06/07/16	62	10,7	7,74	1036	153,4	240	21	25	21,8	71	571	116,6		42	-32,70	-5,57		14	NM
G1122		5782951.3	6426653.3	06/07/16	74	13,8	7,54	813	208	160	6	26	34,3	71	400	46		26	-32,60	-5,53		17,5	NM
G1123		5781905.4	6426940.4	06/07/16	58	17,1	8,05	1114	123,5	220	6	30	11,6	128	571	46		30	-31,80	-5,54		21	NM
G1124		5781572.4	6425245.4	06/07/16	59	11,3	7,73	858	325	70	4	30	60	61	478	26		18	-32,20	-5,31		34	NM
G1125		5780774.5	6425325.8	06/07/16	52	15,5	7,37	826	182	100	4	46	16,08	61	356	43		15	-32,30	-6,16		24,6	NM
G1126		5783522.6	6426752.9	07/07/16	71	15,9	7,51	983	156	200	8	18	26	84	433	54,4		27	-33,35	-5,84		22	NM
G1127		5783147.2	6425484.3	07/07/16	68	15	7,29	927	474	40	5	57	79	101	428	66		21	-33,10	-5,68		26,7	NM
G1128		5779285.3	6424681.8	07/07/16	46	15	7,43	859	247	90	12	20	47	67,5	423	NM		24	-31,80	-5,22		23	NM
G1129		5779308.7	6424878.9	07/07/16	47	15,2	7,59	744	240,5	80		19	46,2	47,3	464	10,8		16	-29,00	-5,13		30	1,67
G1131		5790740.5	6426656.3	22/08/16	98	15,7	7,57	593	187	140	35	11	NM	81,1	456	131		28	-35,00	-5,85		54,6	10,31
G1132		5791942.9	6425274.6	22/08/16	89	15,4	7,46	766	384	60	8	16	82,5	50,7	471	72,1		17	-33,20	-5,49		20,1	8,93
G1133		5776193	6425414.1	22/08/16	46	15,3	7,64	924	228	120	10	10	48,7	84,5	449	75		21	-31,28	-5,47		23,4	1,81
G1135		5784635.9	6418124.2	02/09/16	68	15	7,71	1001	229	180	11	20	43	73	606	54,2		20	-32,10	-4,74		48,2	2,95
G1136	5783895.9	6418190.5	02/09/16	70	14,3	7,66	784	177	180	15	19	31,08	73	613	88,5		34	-25,50	-4,91		75,2	1,3	
G1137	5769785.9	6427106.1	02/09/16	24	15,1	7,45	1107	327	170	15	25	62	125	585	210		31	-30,45	-4,45		41,6	4,2	
G1138	5776502.1	6416616.9	19/10/16	49	14,9	7,88	1005	278	250	11	22	53	116	716	129		29	-33,50	-5,51		40	2,2	

G1139		5774521.4	6418959.5	19/10/16	47	14,8	7,7	1161	214	270	8	18	40,5	153	830	98,5		27	-32,30	-5,94		42,4	0,8
G1140		5773674.9	6420041.3	19/10/16	43	15,2	7,48	1162	369	220	13	23	74,7	103	688	256		37	-31,50	-5,48		47	1,88
G1141		5771160.9	6421545.4	19/10/16	34	15,1	7,29	1260	326	240	12	24	63,8	161	820	114		40	-31,80	-5,17		11,4	0,96
G1143		5770129.4	6423314.4	19/10/16	25	14,7	7,51	1024	239	280	15	26	41,7	137	735	173		37	-30,70	-5,51		56	1,87
G1144		5768296.7	6425868.6	19/10/16	13	15,3	7,5	997	362	260	16	25	71,8	125	685	305,7		29	-30,80	-5,50		47,6	2,8
G1147		5769375.3	6430585.2	16/05/17	28	12,7	7,6	1280	200	210	14	26	32,4	155	442	126		27	-33,20	-5,50		36,7	4,94
G1148		5768804.6	6430998.7	16/05/17	16	15,9	7,39	1260	156	220	12	25	22,4	117	494	73		29	-29,92	-5,62		26,1	6,89
G1149		5767104.8	6430548.7	16/05/17	11	16,5	7,27	1450	186	250	14	34	24,2	108	523	91		39	-32,30	-5,30		23	NM
G1150		5767366.2	6429776	16/05/17	19	16,4	8,17	1260	171	210	14	24	26,6	128	436	46		27	-32,80	-5,30		41,5	NM
G1154		5765861.4	6429402	16/05/17	15	17,1	7,6	1340	231	220	13	26	40	141	494	49		43	-31,90	-5,30		44,5	7,71
G1155		5768361.7	6430764.1	16/05/17	18	16,7	7,45	1820	213	280	18	26	35,5	158	523	45		161	NM	NM		25,2	5,54
G1161		5781846.3	6425311.8	20/10/17	58	16,6	8,13	988	129	180	9	7	26,7	69	389	45		19	-33,67	-5,85	1	18	5,3
G1162		5789044.8	6428197.8	21/10/17	98	16,2	7,38	1187	168	250	5	24	26	96,6	744	77		38	-35,40	-5,99	3,2	12,2	2,5
G1124				24/10/17																		2,1	
G1126				21/10/17																		0,5	
G1112				07/03/18		17	7,7	1220	91	260	2	15	13	117	357	91,7		47	-32,10	-5,50		14,5	5,48
G1133				07/03/18		16,4	8,02	762	270	90	14	22	51,6	17,2	400	53,6		26	-19,40	-4,40		5,4	7,2
G1136				07/03/18		15,5	8,13	632	150	130	5	25	21	76	411	32		37	-30,40	-5,40		41,6	5,65
G1137				07/03/18		18,7	7,67	1264	235	250	8	33	36,6	96,6	477	88		92	-32,00	-5,70		10,1	4,43
G1141				07/03/18		16,6	7,9	1348	193	300	11	25	31,3	165	540	42		46	-32,70	-5,60		18,8	2,6
G1148				07/03/18		16,4	7,88	1570	193	290	8	30	28,3	165	593	61		35	-34,40	-6,00		17,4	7,6
G1161				07/03/18		16,3	8	980	80,2	240	3	14	10,8	95,1	565	43		46	-36,40	-6,20		18,9	7,31
G1164		5790180	6425088.3	07/03/18	91	16,4	7,61	1234	175	180	3	64	2	79,3	411	149		34	-33,50	-5,73		17,2	7
G1148				18/05/18		15,8	7,84	1513	193	280	10	21	26,3	138	561	59,3		24	-32,10	-5,30		15,6	6,9
G1112				18/05/18		15,9	8,02	1172	121	360	10	16	19,4	107	672	72		39	-31,20	-5,24	0,2	28	4,88
G1137				18/05/18		15,6	7,78	1227	223	190	10	29	36,1	138	684	17		35	-19,30	-3,79		16,2	3,2
G1164				18/05/18		15,2	7,83	1139	391	130	12	55	61	55	774	54		23	-30,40	-5,18		5,3	6,88
G1136				18/05/18		15,5	8,35	240	86,4	60	8	17	10,5	27	148	19		28	-32,00	-5,73	7	56,3	2

G1141			18/05/18		16,1	7,62	1326	198	220	14	25	32,5	86,2	677	36		41	-33,00	-5,67		18	1,1
G1133			18/05/18		15,8	7,9	1065	138	240	18	19	21,7	83	729	28		31	-33,40	-5,88	0,5	12	1,75
G1161			18/05/18		16,1	8,4	981	124,2	230	6	14	21,4	103	709	9		12	-33,50	-5,28		4,8	7,27
G1112			24/08/18		NM	7,89	880	139	300	6	29	16	92	871	31,5		25	-31,90	-5,70		16	NM
G1133			24/08/18		15,2	7,85	1042	244	270	8	24	44	95,4	826	35,4		37	-32,90	-5,80		17	1,4
G1135			24/08/18		15,1	8,26	1109	238	290	15	35	36	118	832	24		13	-33,10	-5,80		22	1,85
G1137			24/08/18		15,1	7,76	1170	417	200	15	54	67	118	787	76		28	-30,60	-5,40		10	2,68
G1141			24/08/18		15,2	7,74	1293	160	290	15	46	11	141	806	30,1		52	-32,60	-5,70		15,5	0,86
G1148			24/08/18		15,5	8,01	1548	293	290	13	34	50	183	877	55		37	-32,90	-5,90		21	6,6
G1161			24/08/18		15,7	8,52	970	76	290	6	22	3	129	748	54		13	-34,10	-6,00		24	7,14
G1164			24/08/18		15,1	7,68	1152	473	160	18	66	74	107	709	60		7	-34,10	-6,00		21	6,64
G1112			13/12/18		16,1	7,9	1187	141	280	3	26	18,2	91,6	854	46		37	-31,40	-5,34		35	5,69
G1133			13/12/18		15,8	7,81	1055	148,7	200	10	19	24,2	106	561,2	29,2		19	-29,80	-4,79		43	2,22
G1135			13/12/18		15,9	7,74	1112	165	230	8	25	24,6	106	756	25		17	-32,00	-5,51		47	3,26
G1137			13/12/18		16,7	7,48	1165	165	200	14	35	18,6	95,4	585,6	46,4		82	-30,60	-5,32		39	NM
G1141			13/12/18		15,9	7,59	1162	195	230	13	27	30,6	141	536,8	39,4		51	-24,50	-3,02		44	2,3
G1148			13/12/18		17,1	7,75	1400	135,7	320	31	20	20,4	171	854	100		39	-32,60	-5,70		44,6	7,21
G1161			13/12/18		15,9	8,11	970	138	260	7	22	20	95,4	829,6	41		20	-32,50	-5,39		45	7,59
G1164			13/12/18		15,9	7,2	1012	343	80	15	80	34,3	91,6	488	88		37	-33,90	-6,01		48	7,21
SLBR			24/08/18		8,46	1006	350	350	220	14	40	60	107	1018	32,5		23				19,3	
SED			24/08/18		8,53	868	174	174	290	14	41	34	95,4	864	24,5		28	-29	-5,3		14	
SLBR			13/12/18		16,7	8,06	1082	183	240	13	30	26	95,4	732	23,6		53				33,6	
SED			13/12/18		18,3	8,41	1177	197	200	10	25	32,2	103	683,2	42		37				45	
SED			16/08/19		12	8,56	1123	147	180	10	16	25,6	84	468	17	33,4	28	-30,4	-5,3		44	
SBR			16/08/19		11,8	8,44	1059	195	140	8	18	36	7,4	468	77	33,4	24				41	
SED			25/8/19															-30,4	-5,4			
SED			20/10/19															-29,2	-4,8			

Anexo 2. Código MATLAB

```
image = imread("ubicación de la imagen");
image= double(image);
image = image./255;

% Determina Max, min y delta.
[imageMax,imageMaxIndex] = max(image,[],3);
imageMin = min(image,[],3);
imageDelta = imageMax - imageMin;

% Calcular la luminosidad.
imageLightness = (imageMax + imageMin)./2;

% Calcular la saturación.
imageLightLow = imageLightness<0.5;
imageSaturation = zeros(size(image(:,:,1)));
imageSaturation(imageLightLow) = (imageMax(imageLightLow)-
imageMax(imageLightLow))./(imageMax(imageLightLow)+imageMax(imageLightLow));
imageSaturation(~imageLightLow) = (imageMax(~imageLightLow)-imageMax(~imageLightLow))./(2 -
imageMax(~imageLightLow)+imageMax(~imageLightLow));

% Calcular el matiz.
imageRed = image(:,:,1);
imageGreen = image(:,:,2);
imageBlue = image(:,:,3);
imageMaxRed = imageMaxIndex==1;
imageMaxGreen = imageMaxIndex==2;
imageMaxBlue = imageMaxIndex==3;

% Calcular el matiz
imageHue = zeros(size(image(:,:,1)));
imageHue(imageMaxRed) = ((imageGreen(imageMaxRed)-imageBlue(imageMaxRed)))./(imageDelta(imageMaxRed))./6;
imageHue(imageMaxGreen) = (2+(imageBlue(imageMaxGreen)-imageRed(imageMaxGreen)))./(imageDelta(imageMaxGreen))./6;
imageHue(imageMaxBlue) = (4+(imageRed(imageMaxBlue)-imageGreen(imageMaxBlue)))./(imageDelta(imageMaxBlue))./6;
```

```

% Realizar el umbral en la imagen del tono azul.
imageHueThresh = graythresh(imageHue);
imageHueBw = imbinarize(imageHue,imageHueThresh);

% Calcular el area azul.
areaBlue = sum(sum(imageHueBw));

% Mostrar resultados.
im = imageHueBw;
imshow(im);
title('%areaBlue');

```

Anexo 3. Macro Excel para obtención de la recarga

```

Function Recarga(Pend, RegAct, RegAnt, RegCalc)
    Sy = Cells(11, 1) 'Valor del coeficiente de almacenamiento

    If Pend > 0 Then 'Calculo de recarga con pendiente positiva
        If RegCalc > RegAct Then
            Recarga = (RegAct - RegAnt) * 1000 / Sy 'Se usa recarga anterior y actual, la calculada es más alta
        Else
            Recarga = (RegAct - RegCalc) * 1000 / Sy 'Se usa recarga actual y calculada, la calculada es más baja
        End If
    End If

    If RegAct > RegCalc Then ' Calculo de recarga con pendiente negativa
        Recarga = (RegAct - RegCalc) * 1000 / Sy
    Else
        Recarga = 0
    End If

End Function

```

Anexo 4. Código Google Earth Engine

```
// Generación de NDVI y LST en el sudeste de la provincia de Buenos Aires
// Area de Estudio de Tesis Doctoral de Flavia Donna
// Lic. en Geología
// Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMDP - CIC)
// Contacto: fdonna@mdp.edu.ar

// Variables de inicio de la colección de imágenes Landsat
var START_DATE = '2020-01-11';
var END_DATE = '2020-01-12';
var porc_nubes = 20;

// Area de Estudio
var partido = 'users/flaviadonna/sudeste_bonaerense'; //cambiar según la ubicación del usuario, antes hay que importar el
shapefile//
var ae = ee.FeatureCollection(partido);
// Centrar el mapa en el área de estudio
Map.centerObject(ae, 10); // El número después de geometry es el nivel de zoom

//mascara de nubes
function maskL8sr(col) {
  // Bits 3 and 5 are cloudshadow and cloud, respectively.
  var cloudShadowBitMask = (1 << 3);
  var cloudsBitMask = (1 << 5);
  // Get the pixel QA band.
  var qa = col.select('pixel_qa');
  // Both flags should be set to zero, indicating clear conditions.
  var mask = qa.bitwiseAnd(cloudShadowBitMask).eq(0)
    .and(qa.bitwiseAnd(cloudsBitMask).eq(0));
  return col.updateMask(mask);
}

//vis params
var vizParams = {
```

```

bands: ['B5', 'B6', 'B4'],
min: 0,
max: 4000,
gamma: [1, 0.9, 1.1]
};

var vizParams2 = {
bands: ['B4', 'B3', 'B2'],
min: 0,
max: 3000,
gamma: 1.4,
};

//cargar la colección:
//Colección Landsat 8
var L8 = ee.ImageCollection('LANDSAT/LC08/C01/T1_SR')
.filterBounds (ae)
.filterDate(START_DATE,END_DATE)
.filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than', porc_nubes)
.map(maskL8sr);
print(L8, 'coleccion');

//reducir la imagen a la mediana y cortar con el area de estudio
{
varimage = L8.median().clip(ae);
print(image, 'image');
Map.addLayer(image, vizParams2);
}

//NDVI
{
varndvi = image.normalizedDifference(['B5',
'B4']).rename('NDVI').clip(ae);
varndviParams = {min: -1, max: 1, palette: ['blue', 'white',
'green']};

```

```

print(ndvi,'ndvi');
Map.addLayer(ndvi, ndviParams, 'ndvi');
}

//seleccione la banda térmica 10 (con temperatura de brillo), sin cálculo
varthermal= image.select('B10').multiply(0.1);
var b10Params = {min: 291.918, max: 302.382, palette: ['blue',
'white', 'green']};
Map.addLayer(thermal, b10Params, 'thermal');

// encontrar el mínimo y máximo de NDVI
{
var min = ee.Number(ndvi.reduceRegion({
reducer: ee.Reducer.min(),
geometry: ae,
scale: 30,
maxPixels: 1e9
}).values().get(0));
print(min, 'min');
varmax = ee.Number(ndvi.reduceRegion({
reducer: ee.Reducer.max(),
geometry: ae,
scale: 30,
maxPixels: 1e9
}).values().get(0));
print(max, 'max')
}

//vegetación fraccionada
{
varfv =(ndvi.subtract(min).divide(max.subtract(min))).pow(ee.Number(2)).rename('FV');
print(fv, 'fv');
Map.addLayer(fv);
}

```

```

//emisividad
var a= ee.Number(0.004);
var b= ee.Number(0.986);
var EM=fv.multiply(a).add(b).rename('EMM').clip(ae);
var imageVisParam3 = {min: 0.9865619146722164, max:0.989699971371314};
Map.addLayer(EM, imageVisParam3,'EMM');

//LST en grados Celsius
var LST = thermal.expression(
'(Tb/(1 + (0.00115* (Tb / 1.438))*log(Ep)))-273.15', {
  'Tb': thermal.select('B10'),
  'Ep': EM.select('EMM')
}).rename('LST').clip(ae);
Map.addLayer(LST, {min: 20.569706944223423, max:29.328077233404645, palette: [
'040274', '040281', '0502a3', '0502b8', '0502ce', '0502e6',
'0602ff', '235cb1', '307ef3', '269db1', '30c8e2', '32d3ef',
'3be285', '3ff38f', '86e26f', '3ae237', 'b5e22e', 'd6e21f',
'fff705', 'ffd611', 'ffb613', 'ff8b13', 'ff6e08', 'ff500d',
'ff0000', 'de0101', 'c21301', 'a71001', '911003'
]}, 'LST');

//Para exportar las imagenes
Export.image.toDrive({
image:ndvi,
  folder: 'GEE',
  description:'NDVI_s20',
  scale:30,
region: ae
});

Export.image.toDrive({
image:LST,
  folder: 'GEE',
  description:'LST_s20',
  scale:30,
region: ae
});

```

});