



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

**TESINA PRESENTADA PARA OBTENER
EL GRADO ACADÉMICO DE
INGENIERO EN RECURSOS NATURALES Y MEDIO
AMBIENTE**

**“SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL FLUJO DEL AGUA
SUBTERRÁNEA EN UN ÁREA DE LLANURA, QUEMÚ-QUEMÚ, LA
PAMPA, ARGENTINA”**

Autor: Marcos Néstor Nahuel RODRÍGUEZ

Director: Dr. Pablo Fernando DORNES

Co-director: Dr. Carlos Juan SCHULZ

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2012

Prefacio

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Ingeniero en Recursos Naturales y Medio Ambiente, de la Universidad Nacional de La Pampa y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en las cátedras “Climatología e Hidrología General” e “Hidrología Ambiental”, dependiente del Departamento de Recursos Naturales, durante el período comprendido entre el 27 de Agosto de 2010 y el 2 de Marzo de 2012, bajo la dirección del Dr. Pablo Fernando Dornes y la codirección del Dr. Carlos Juan Schulz.

Agradecimientos

Deseo manifestar un profundo agradecimiento a:

- la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa, por haber hecho posible mi formación profesional y financiar esta tesina;
- el director, Dr. Pablo F. Dornes, por su gran paciencia y dedicación en este proyecto;
- el codirector, Dr. Carlos J. Schulz, por colaborar en las gestiones que hicieron posible este trabajo;
- la Car. Mónica G. Castro, por su colaboración con el sistema de información geográfico;
- el Dr. Eduardo Mariño, por su colaboración en diversas consultas sobre hidrogeología, por leer y corregir este trabajo en su función de jurado;
- el Lic. Santiago Giai, por leer este trabajo en su función de jurado;
- Amelia F. Ramirez y Rubén N. Rodríguez, que fueron siempre un gran apoyo en mi educación y en la vida;
- la APA, por permitir el acceso a la biblioteca y bases de datos;
- la municipalidad del pueblo de Quemú-Quemú, por su apoyo logístico;
- la COSyPRO por el aporte de información y apoyo logístico;
- los propietarios y puesteros de establecimientos rurales y vecinos de Quemú-Quemú, por permitir trabajar dentro de sus propiedades;
- Lorena Ceballo, por su colaboración en las determinaciones químicas;
- los Dres. Luis Vives y Marcelo Varni, por su colaboración durante el curso de modelación hidrológica subterránea;
- el Dr. Martín Umazano, por realizar observaciones del trabajo de suma utilidad;
- la Dra. Graciela Visconti, por responder ciertas inquietudes respecto al área geológica;
- Natalia Dittler, por su apoyo y colaboración en el uso de programas gráficos;
- mis amigos, por las alegrías compartidas y por estar siempre;

2 de Marzo de 2012

Departamento de Recursos Naturales

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

RESUMEN

El área de estudio, se ubica en la zona de influencia de Quemú-Quemú, al Este de la provincia de La Pampa. El área abarca unos 679 km² y se caracteriza por ser un ambiente de planicie medanosa sobre sedimentos limo-arenosos con cementación calcárea. Se presenta un modelo de flujo del acuífero libre con drenaje diferido, cuya formulación tuvo como objetivos describir las fluctuaciones de los niveles saturados, la dirección del flujo del agua subterránea, su relación con el agua superficial y obras de evacuación de excedentes hídricos superficiales. La simulación numérica basada en la zonificación de la recarga, la asignación de valores a la evapotranspiración y la integración de la información hidrogeológica existente, permitió a partir de la calibración de la conductividad hidráulica, reproducir satisfactoriamente el modelo conceptual planteado y cuantificar los volúmenes asociados a los procesos hidrológicos fundamentales, como la recarga y la interacción entre el agua superficial y subterránea existente en las depresiones anegables. Los resultados muestran una adecuada correspondencia entre los niveles simulados versus observados (coeficiente de correlación de 0,965) que reflejan tanto la dinámica local como regional del flujo del agua subterránea. Este modelo, basado en un razonamiento inductivo de la representación de la heterogeneidad espacial de la principal función de entrada al sistema, brinda una herramienta de gran utilidad para la planificación hidrológica en ambientes de llanura como el área en estudio.

Palabras clave: La Pampa, simulación acuífero libre, Modflow.

ABSTRACT

The study area is located in Quemú-Quemú and its area of influence in the east of La Pampa province. It extends about 679 km² and it is characterized by a sandy flat environment covering silty and loam sandy sediments with calcareous cement. It is presented a groundwater flow model of the unconfined aquifer with deferred drainage. The objectives were to describe the groundwater level fluctuations, the flow direction, the interaction surface-groundwater and with the works conducted in the area to evacuate the surface water excess. The obtained numerical simulations based on the spatial distribution of the recharge, estimated evapotranspiration values, and the integration of the geohydrological descriptions, allowed though the calibration of the hydraulic conductivity, the description of the conceptual model and the quantification of the main hydrological processes such as the recharge and groundwater-surface water interactions in the wetland areas. Results showed an adequate correspondence between the observed and simulated groundwater levels (correlation coefficient 0.965) and both the local and regional groundwater flow dynamics. This model, based on an inductive reasoning for the representation of the spatial heterogeneity of the main system input, offers a very useful tool for the hydrological planning in flat areas like the study site.

Keywords: La Pampa, simulation unconfined aquifer, Modflow

INDICE GENERAL

CARÁTULA.....	I
PREFACIO.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
RESUMEN.....	V
ABSTRACT.....	VI
ÍNDICE GENERAL.....	VII
1. INTRODUCCION.....	1
1.1. ANTECEDENTES.....	2
2. OBJETIVOS.....	4
2.1. OBJETIVO GENERAL.....	4
2.2. OBJETIVOS PARTICULARES.....	4
2.3. HIPOTESIS.....	4
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	5
3.1. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	6
3.1.1. Ubicación y factores socio-económicos.....	6
3.1.2. Climatología.....	7
3.1.2.1. <u>Temperatura</u>	8
3.1.2.2. <u>Precipitación</u>	8
3.1.2.3. <u>Evapotranspiración</u>	9
3.1.3. Suelos.....	12
3.1.4. Vegetación.....	13
3.1.5. Geomorfología.....	14
3.1.6. Esguerrimiento Superficial.....	15
3.1.7. Geología.....	15
3.1.8. Hidrogeología.....	17
3.1.8.1. <u>Comportamiento hidráulico de los sedimentos</u>	17
3.1.8.2. <u>Hidroquímica</u>	18
3.1.8.3. <u>Piezometría</u>	19
3.1.8.4. <u>Recarga</u>	22
3.1.8.4.1. <i>Método: Fluctuaciones del nivel freático</i>	23
3.1.8.4.2. <i>Método: Balance de masas del ión cloruro</i>	26
3.1.8.4.3. <i>Método: Balance de agua en el suelo</i>	29

3.2.	MODELO CONCEPTUAL.....	29
3.3.	DESCRIPCIÓN DEL MODELO DE SIMULACIÓN NUMÉRICA MODFLOW.....	30
3.4.	PARAMETRIZACIONES, ESTRUCTURA Y CALIBRACIÓN DEL MODELO	32
3.4.1.	Parametrización de la evapotranspiración.....	32
3.4.2.	Parametrización de la recarga.....	32
3.4.3.	Discretización espacial.....	33
3.4.4.	Condiciones de contorno.....	35
3.4.5.	Calibración del modelo numérico.....	38
3.4.5.1.	<u>Estrategia de calibración.....</u>	38
3.4.5.2.	<u>Ajuste de la conductividad hidráulica</u>	39
4.	RESULTADOS Y DISCUSION.....	43
4.1.	PIEZOMETRÍA Y RED DE FLUJO REGIONAL.....	43
4.2.	PIEZOMETRÍA Y RED DE FLUJO LOCAL.....	45
4.3.	CONSISTENCIA DEL MODELO.....	47
4.4.	BALANCE DE MASAS.....	50
4.5.	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD.....	51
5.	CONCLUSIONES.....	53
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	55
7.	ANEXOS.....	63
7.1.	ANEXO I: Determinaciones y distribución espacial del ión cloruro.....	63
7.2.	ANEXO II: Fichas de perforaciones de la Administración Provincial del Agua (APA) de La Pampa.....	66
7.3.	ANEXO III: Fotografías del área de estudio, grupo de trabajo y colaboradores.....	70

1. INTRODUCCION

La consideración internacional del agua como soporte esencial para la vida es de consenso unánime. Ello conlleva la necesidad de cuidar su gestión, calidad y uso racional y, consecuentemente, proteger su ciclo natural en sus ecosistemas de cuencas hídricas superficiales y subterráneas. Además, de expandir y afianzar la eficiente prestación de los servicios de tratamiento y provisión de agua segura para distintos usos, la recolección, depuración y disposición de aguas servidas, y la prevención de inundaciones y sequías. Las acciones mencionadas son factores primordiales para proteger la salud y promover la integración social y el desarrollo de todos los países (Sturzenegger *et al.*, 2010).

El área del presente estudio se ubica en el noreste (NE) de la provincia de La Pampa. Este se caracteriza por ser un área de bajo gradiente hidráulico y por tener un manto altamente permeable que facilita la infiltración, sin embargo, la sucesiva ocurrencia de años húmedos hacia fines de la década de 1990, generaron excesos que no pudieron ser drenados por el flujo sub-superficial. Dicho fenómeno, resultó en un ascenso del nivel freático, que al descargar en áreas deprimidas generaron anegamientos de gran importancia y escurrimientos superficiales por la conexión de dichas áreas (Jensen *et al.*, 2000). Como consecuencia de las inundaciones, se planificaron y llevaron a cabo obras de infraestructura canalizando los excesos de aguas superficiales y sub-superficiales del NE de la provincia, a través de la Depresión Central hacia el sureste (SE), al bajo de Bárbulo o de Quemú Quemú, ubicado 5 km al oeste (O) de la localidad homónima (Jensen *et al.*, 2000; Casella *et al.*, 2004). El sentido del flujo regional del agua superficial y subterránea es de NO a SE (Malán, 1983; Jensen *et al.*, 2000; Mariño, 2003), sin embargo, el mismo se ve limitado por el bajo gradiente regional, que sumado a la presencia de una capa de tosca en varios sectores de la región, expone a riesgo de inundación a dicha localidad y áreas vecinas en épocas de altas precipitaciones. Sumados a estos factores, la expansión urbana y el incipiente desarrollo agro-industrial de este poblado, que no posee servicio de red cloacal, se suma el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas, lo que dificultaría el abastecimiento de agua potable de red, que en esta y otras localidades de la zona es exclusiva de los acuíferos freáticos (Schulz *et al.*, 1999, Irribarra, 2006).

La estimación de la dinámica del flujo del agua superficial y subterránea, es de suma importancia para planificar un desarrollo sostenible en cuencas de llanuras. Tales valoraciones se ven condicionadas fundamentalmente por la falta de datos distribuidos, así

como por los métodos utilizados, lo que otorga una mayor incertidumbre a su descripción (Schulz *et al.*, 1997).

Debido a que no hay un estudio específico y actualizado que describa con precisión el flujo del agua subterránea y su relación con los cuerpos de agua adyacentes a la localidad, cuestión indispensable en la gestión del recurso para usos municipales, como el manejo de las aguas residuales y la prevención de inundaciones y en el uso tradicional de la tierra (agrícola-ganadero), se pretende integrar la información disponible del sistema acuífero-cuerpos de agua superficial en un modelo matemático de simulación. Esto permitirá corroborar los procesos físicos actuantes de forma cuantitativa (Albouy *et al.*, 2009; Schulz *et al.*, 1997), y aportar una herramienta de predicción hidrológica fundamental para la gestión del agua en el área.

1.1. ANTECEDENTES

Varios estudios geológicos, geomorfológicos e hidrológicos fueron realizados en la zona de interés.

El Comité de Investigación de Aguas Subterráneas (C.I.A.S.; Arigós, 1970) efectuó entre 1966 y 1969 un censo hidrogeológico de la hoja IGM 3763-03, escala 1:100.000 (Pelegri), cuyo extremo NO abarca parte de la localidad de Quemú-Quemú. Posteriormente, la Administración Provincial del Agua (APA) de La Pampa realizó un estudio hidrogeológico para la provisión de agua potable en dicha localidad (Malán y Schulz, 1986 y 1988) y el informe sobre una perforación en el “Club Argentino” de la localidad (Tullio, 1996). Schulz (1997), presentó un plan de optimización del servicio agua potable en la Cooperativa de Obras, Servicios Públicos, Crédito y Provisión de Quemú Quemú (COSyPRO). Arroyo (2005) calculó la recarga por diferentes métodos, estudio que fue complementado por Irribarra (2006), quien describió la calidad de las aguas subterráneas y la influencia del uso del territorio en la zona urbana y periurbana.

Resultan de interés los estudios que se realizaron en varias localidades vecinas coincidentes, en parte, con el área en estudio, como Miguel Cané, 4 km al SSE (Ruiz, 1976; Miglianelli, 1982); en Trilí, al N del área (Malán y Miglianelli, 1982; Malán, 1995) y Paraje “La Puma” 9 km al NO (hoja IGM N° 3567323), (Malán *et al.*, 1996). Otros trabajos fueron realizados en el acuífero Pico-Dorila (10-25 km al NNO) (Malán, 1980, 1983 y 1995; Consorcio EIH y ENE-I, 1987; Consultora A.H. Risiga y Asociados, 1988;

Giai y Gato Cáceres, 1996; Mariño y Bonorino, 1996; Dornes y Schulz, 2001; Giai, 2001; Mariño, 2003 y 2004, y Mariño y Dalmaso, 2003).

En el ámbito provincial y regional respectivamente, el Estudio de Factibilidad del Acueducto Río Colorado fue realizado por el Ministerio de Hacienda, Obras y Servicios Públicos de La Pampa (Oppezzo, 1997), Jensen *et al.*, (2000) publicaron un Diagnóstico sobre las inundaciones ocurridas en el NE de La Pampa y Rodríguez (2009) determina la incidencia del ciclo climático y el uso de la tierra en un análisis de riesgo y vulnerabilidad de acuíferos en la “Planicie Medanososa” de La Pampa, Argentina.

Además, el estudio de simulación numérica preliminar de flujo de agua subterránea en un sector aledaño a Quemú-Quemú, La Pampa (Rodríguez *et al.*, 2011), sirvió de base en esta tesina.

2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

2.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo es aplicar un modelo numérico hidrodinámico, en régimen estacionario, que se ajuste al modelo conceptual del sistema, a los efectos de reproducir las direcciones de flujo del agua subterránea, la variación espacial de los niveles saturados y su relación con el flujo del agua superficial.

2.2. OBJETIVOS PARTICULARES

Los objetivos particulares son:

- a) Analizar las interacciones del nivel freático con las precipitaciones.
- b) Analizar las interacciones del agua subterránea con las depresiones anegables en el área de estudio.
- c) Analizar el efecto de las obras de infraestructura para la mitigación de inundaciones sobre la dinámica del sistema acuífero.
- d) Analizar las interacciones del nivel freático con las estaciones de bombeo para abastecimiento de agua potable y otros usos.

2.3. HIPOTESIS

1) El sistema de flujo del agua subterránea del sector en estudio, supone que la porción medanosa actúa como zona de recarga, las depresiones anegables constituyen la zona de descarga y entre ellas se dispone la zona de conducción.

2) El sistema de flujo del agua subterránea en la zona se encuentra constituido por dos componentes de flujo, local y regional.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología para abordar las tareas realizadas en este trabajo se dividen en tres partes. Primero, se realizó una caracterización actualizada del área de estudio que permitió la elaboración de un modelo conceptual, luego se estimaron los parámetros necesarios para construir el modelo de flujo del agua subterránea y posteriormente se aplicó el modelo de simulación en régimen permanente, donde se analizaron las interacciones descriptas en los objetivos.

Para realizar la propuesta metodológica se ejecutaron actividades de campo, gabinete y en el marco de un trabajo conjunto se realizaron determinaciones en laboratorio.

Las tareas de gabinete consistieron en recopilar y clasificar mediciones, observaciones e informaciones realizadas de forma antecedente, para planificar y ejecutar la realización de las faltantes. Las actividades de campo se realizaron en dos etapas. La primera entre el 25 de Noviembre y 24 de Diciembre de 2010 y la segunda, con motivo de mejorar el proceso de calibración del modelo, entre el 12 y 23 de Septiembre de 2011. En dichas campañas, se geo-referenciaron los puntos de agua, se efectuaron mediciones de la profundidad de los niveles freáticos, se observaron la existencia de bajos anegados y/o inundados y se tomaron muestras de agua subterránea para la determinación de la concentración del ión cloruro [Cl⁻].

La elección de los sitios fue establecida con el objetivo de caracterizar hidrodinámicamente las áreas de recarga, conducción y descarga a partir de un recorrido detallado del área, interpretación de información antecedente y manteniendo comunicación oral con personas residentes en el lugar. Los puntos de agua utilizados incluyeron 3 freatómetros de la APA, perforaciones para explotación de la red de agua potable de COSYPRO Ltda., perforaciones con bombas sumergibles, bombeadores y molinos, y pozos cavados a pala y/o barreno.

Las determinaciones de [Cl⁻] en el agua subterránea se realizaron en el laboratorio de aguas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam mediante titulación con AgNO₃. Mientras que las determinaciones de [Cl⁻] de agua de lluvia fueron realizadas por el laboratorio antes mencionado, el Laboratorio Integral “La Pampa Agrícola” y el laboratorio de la APA mediante volumetría por Mohr (Adaptado del Standart Methods 21st) (Ceballo, 2011, comunicación escrita).

Una vez realizado el trabajo de campo y obtenidas las determinaciones de laboratorio, se procedió a procesar la información obtenida a partir de observaciones,

mediciones, determinaciones. Se utilizó un Sistema de Información Geográfico (SIG) para la construcción de mapas a partir de información topográfica, piezométrica, hidrogeoquímica, hidrogeológica, geomorfológica, hidrometeorológica, hidráulica, de regímenes de explotación del acuífero, etc. La integración de toda esta información permitió elaborar un modelo conceptual de funcionamiento del acuífero, para luego alimentar el modelo numérico con el objeto de reproducir el comportamiento observado.

3.1. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La caracterización del área de estudio se realizó con información preexistente y actualizada para este trabajo y se detalla a continuación.

3.1.1. Ubicación y factores socio-económicos

El área de estudio, cuyas coordenadas son 63° 28' - 63° 45' O y 35° 53' - 36° 07' S, conforma unos 679 km² y se caracteriza por ser un ambiente de planicie medanosa. En ella se asientan la localidad de Quemú Quemú, capital del departamento homónimo y la estación de ferrocarriles Trilí, 20 km al NNO, unidas por la ruta provincial N° 1. El centro urbano de esta localidad se encuentra a 117,6 m.s.n.m., rodeado por cuerpos lacustres semipermanentes con cotas de 113-115 m.s.n.m. aproximadamente y algunas ondulaciones medanosas de hasta 125-130 m.s.n.m. ubicados al N y O principalmente (Figura 3.1).

Para dicho departamento, el censo del año 2001 arrojó las cifras de aproximadamente 8000 habitantes, de los cuales 6000 se agrupan en poblados de más de 2000 habitantes (Dirección General de Estadística y Censo de La Pampa, 2010) y 3600 residen en su capital, con un crecimiento anual del 2,5 % (90 personas por año) (Schulz, 1997, en COSyPRO, 2010). Este aumento demográfico coincide con el aumento del consumo de agua y explotación del acuífero (Arroyo, 2005).

En la economía regional, se distingue en primer lugar la actividad agropecuaria. La misma está orientada a los cultivos de cosecha y a la ganadería de invernada, mientras que la producción tambera y la cría de porcinos revisten una menor importancia (UNLPam, 2001). La alternancia en los usos del territorio son claves para el estudio de la dinámica del sistema hidrológico (Viglizzo, *et al.*, 2009). Los sistemas productivos preponderantes son del tipo mixtos, agrícola-ganaderos. Aún cuando es la región de mayor aptitud agrícola de La Pampa, desde el punto de vista ganadero, se han detectado más del 50% de sistemas de ciclo completo. La invernada tiene una participación de entre un 30 a 40 % y

la actividad tambo aparece con un 4 a 5 %. Solo en el S de esta sub-región, encontramos un 10% de establecimientos con la actividad cría bovina (Lorda *et al.*, 2001).

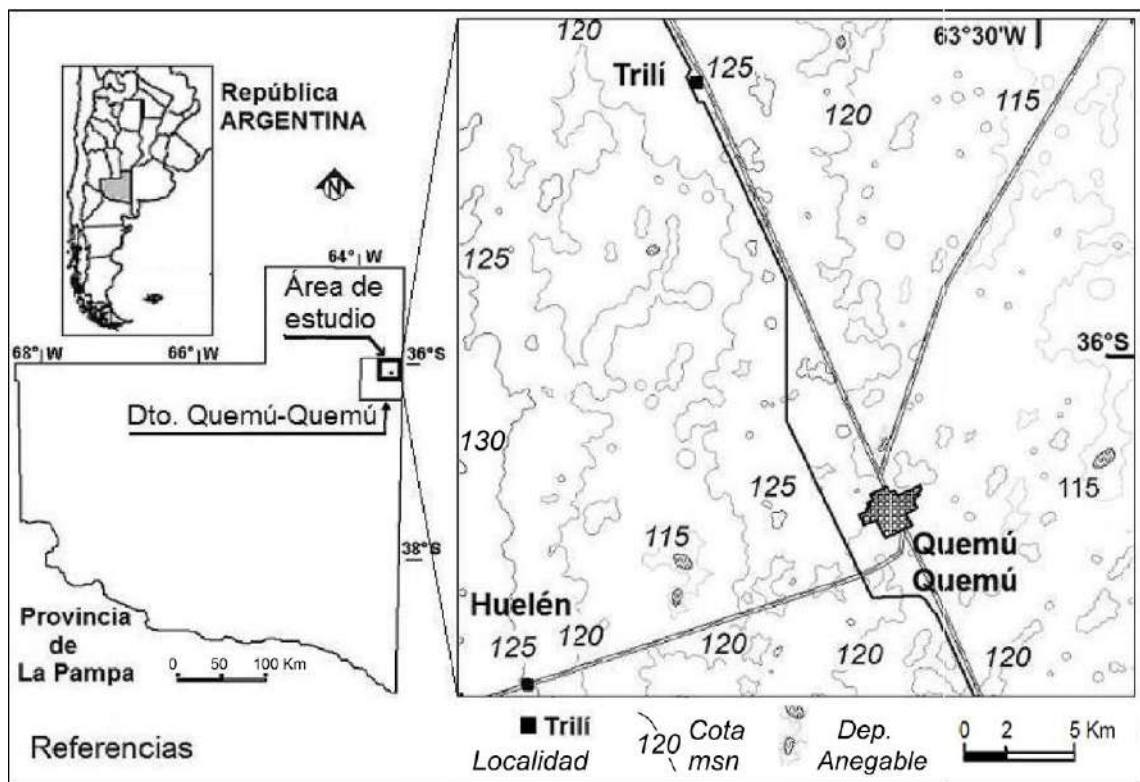


Figura 3.1. Mapa de ubicación del área de estudio basado en hojas del Instituto Geográfico Militar (IGM).

3.1.2. Climatología

En regiones sub-húmedas (Cano *et al.*, 1980), la presencia de un manto arenoso, de un relieve de escasa pendiente (ver figura 3.1) que facilita la rápida infiltración de los volúmenes precipitados, y de niveles freáticos relativamente someros, le confieren una trascendencia especial a la caracterización del clima y del suelo en la conceptualización de la recarga de agua al sistema (Schulz *et al.*, 2010). Los estratos permeables del sector medanoso, cuyo funcionamiento hidrológico se analiza en este trabajo, reciben agua exclusivamente de las aportaciones de la precipitación (Jensen *et al.*, 2000).

La localidad de Quemú-Quemú está comprendida en la Región Hídrica Subhúmeda Seca (índice de Thornthwite) y posee un clima templado (Cano *et al.*, 1980).

3.1.2.1. Temperatura

La temperatura media para el período (1941-2000) medida por el INTA de General Pico es de 16°C. Los valores de temperatura extremos registrados en dicho período fueron: mínima media de 9,2°C, máxima media de 24,1°C, mientras que los valores mínimos y máximos absolutos fueron de -13,6°C y 44,8°C respectivamente. La distribución anual de los valores medios mensuales se ilustra en el climograma de la Figura 3.2.

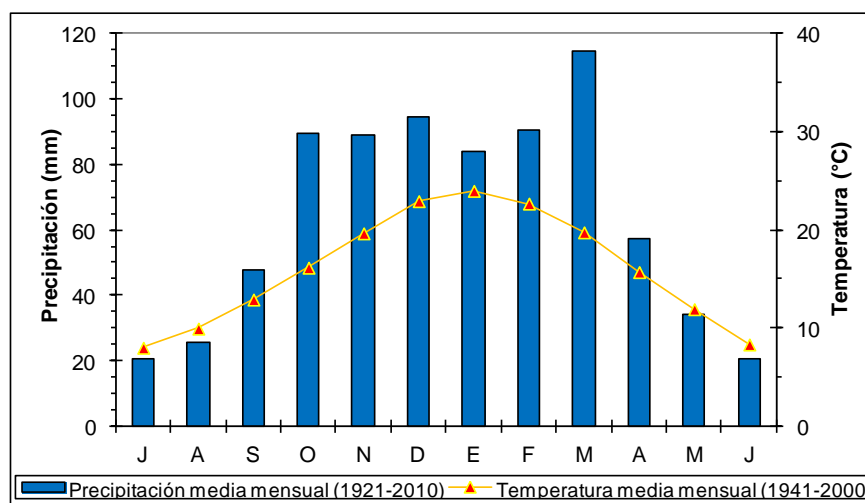


Figura 3.2. Evolución anual de los valores medios mensuales de precipitación (1921-2010) y temperatura (1941-2000).

3.1.2.2. Precipitación

En la provincia de La Pampa las precipitaciones pluviales poseen una marcada tendencia decreciente con dirección NE-SO (Casagrande *et al.*, 2006). Sin embargo, se destacan años pluviales ricos y pobres que no siguen un patrón típico en su distribución espacial y temporal (Gatto Cáceres y Dornes, 1996), lo que dificulta la caracterización de la precipitación en un área determinada. No obstante, dado que el área de estudio es pequeña y que la estación pluviométrica de Quemú Quemú posee un amplio registro de precipitaciones en el centro de la zona de interés, se eligió dicha estación para describir a la precipitación.

La precipitación media anual, de acuerdo a los registros pluviométricos facilitados por la APA, es de 768 mm (1921-2010) con un desvío estándar (DE) de 232 mm. Su distribución mensual sugiere que la mayor parte de las precipitaciones (73.2 %) ocurren en el semestre Octubre-Marzo, mientras que la menor (26.8 %) entre Abril y Septiembre (ver Figura 3.2). La distribución temporal de las lluvias marca una tendencia creciente, a partir de 1971 y un decrecimiento posterior al año 2000. Dicho comportamiento es

particularmente observado a partir del cálculo de las precipitaciones medias móviles de 9 años (PMM 9 años). Sobre la base de estas observaciones se elaboraron tres escenarios de precipitaciones históricas, asignando como año hidrológico “seco” (AS) a los años cuyas precipitaciones (P) son menores que la precipitación media histórica menos un desvío estándar ($PAS < PM - 1DE$) y año hidrológico “húmedo” (AH) a los años cuyas precipitaciones son mayores a la precipitación media histórica más un desvío estándar ($PAH > PM + 1DE$). De esta manera, el valor medio de los AS resulta en 530 mm y de los AH en 1000 mm (Figura 3.3). Dicho criterio fue aplicado también por Jensen *et al.*, (2000.).

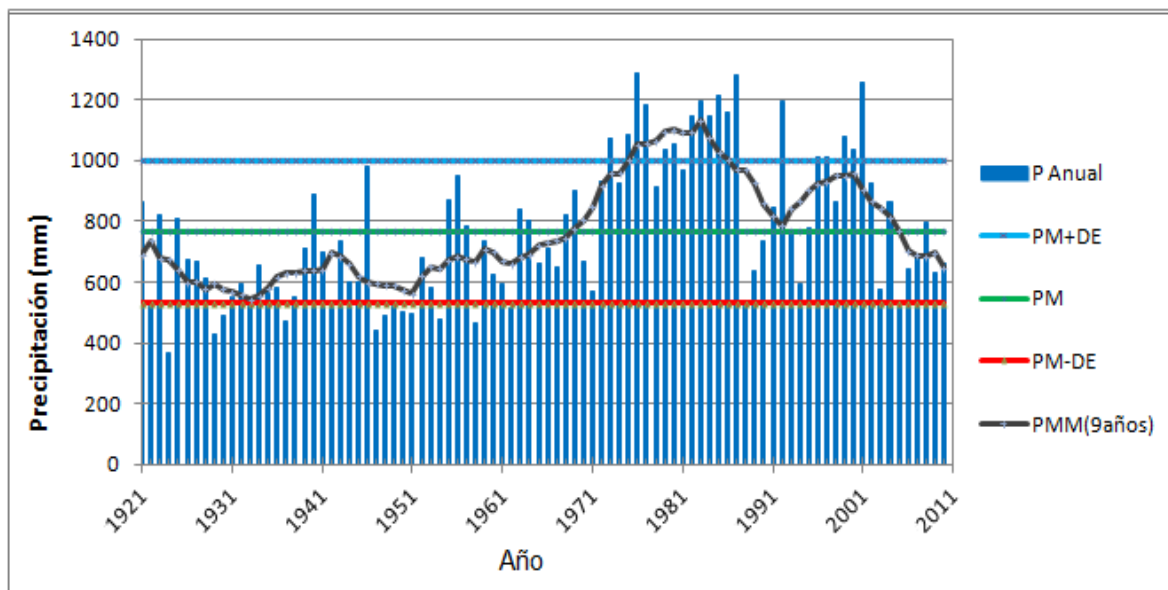


Figura 3.3. Precipitación anual de Quemú-Quemú (1921-2010); PM+DE: umbral de años húmedos; PM: Prec. media histórica; PM-DE: Prec. umbral de años secos; y PMM 9 años: Prec. media móvil de 9 años.

3.1.2.3. Evapotranspiración

La estación de observación de parámetros climáticos más completa se encuentra a 80 Km al SO del área de estudio y esta operada por la EEA INTA Anguil. Por esta razón, Jensen *et al.*, (2000) tomaron de esta fuente, datos y cálculos de Evapotranspiración Potencial (ETP) realizados bajo el método de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1994) y de Evaporación (E) de lámina libre de un Tanque “A” corregidos. Los valores anuales obtenidos fueron de 1019 mm de ETP y 1504 mm de E.

A los efectos de contrastar dichos valores, se aplicó el método de Thornthwaite (1948) para estimar la ETP en el área para el año hidrológico, utilizando observaciones de temperaturas medias mensuales realizadas por el INTA próximo a General Pico (Vergara 2011, comunicación escrita) del período 1941-2000. Los valores de heliofanía teórica

utilizados fueron calculados para la Facultad de Agronomía de la UNLPam, 126 km al OSO del área de estudio (36°34' S, 64°16' O, 210 msnm) (Vergara *et al.*, 2002). Sin embargo, la validez de dicha metodología se vio condicionada por la utilización de valores mensuales de temperatura. La evapotranspiración Real (ETR) se estimó a partir de un balance hídrico del suelo de paso mensual (Thornthwaite y Mather, 1955) donde se utilizaron los valores de precipitaciones mensuales de Quemú-Quemú (1921-2010).

La capacidad de retención de agua por el suelo (CRAS), parámetro análogo a la capacidad de campo (CC), se sitúa entre el 10 % y el 23 % de su espesor de acuerdo a estimaciones realizadas por Fernández (2007) en perfiles representativos del área. Debido a que la textura predominante en la zona de estudio es franca arenosa fina (Cano *et al.*, 1980), se escogió un valor medio para este trabajo de CRAS de 14,9 %, para una profundidad de 1,35 metros, equivalente a un CRAS de 200 mm, que representa la profundidad media que exploran las raíces de los cultivos de cosecha más significativos (Jensen, *et al.*, 2000; Bellini Saibene *et al.*, 2000; Lorda *et al.*, 2001; Fernández, 2007). Debido a que la reserva inicial de agua en el suelo (RAS) no se determinó en el campo, se utilizaron distintos valores con el fin de obtener variaciones de ETR de acuerdo al estado de humedad inicial. Estos valores son: 200, 167, 93 y 60 mm, los cuales se asocian con distintos estados hídricos de un suelo franco arenoso con cultivos de girasol, como capacidad de campo (CC), agua de mantenimiento (AM), punto de marchitez permanente (PMP) y agua no disponible (AND) respectivamente, de acuerdo a Fernández (2007).

Los valores de ETP obtenidos con el método de Thornthwaite y los obtenidos por Jensen *et al.*, (2000) con el método de Penman–Monteith se resumen en la Tabla 3.1 y se utilizaron para la construcción de balances hídricos de agua en el suelo de paso mensual (Tablas 3.2 y 3.3 y Figura 3.4).

Tabla 3.1. Evapotranspiración potencial (ETP) y evapotranspiración real (ETR) media anual de Quemú-Quemú, serie 1921-2010 con diferentes reservas de agua en el suelo al inicio del mes de Julio (RASJ). CC: Capacidad de campo; AM: Agua de mantenimiento; PMP: Punto de marchitez permanente; AND: Agua no disponible. Thornthwaite (*) y Penman-Monteith (**) (parámetros del estado hídrico del suelo para plantas de girasol, Fernández, 2007).

CRA (mm)	RASJ (mm)	Est. Hídr. Suelo	Clasif. Pluvial	Excesos (mm)*	Déficits (mm)*	ETR* (mm)	ETP* (mm)	Excesos (mm)**	Déficits (mm)**	ETR** (mm)	ETP** (mm)
200	200	CC	Húmedo	33	0	827	827	0	-80	939	1019
200	167	AM	Medio H	Umbral	0	827	827	0	-113	906	1019
200	93	PMP	Medio S	0	Umbral	827	827	0	-187	832	1019
200	60	AND	Seco	0	-33	794	827	0	-221	798	1019

Tabla 3.2. Evapotranspiración real (ETR) calculada mediante balance hídrico de agua en el suelo y evapotranspiración potencial (ETP) método de Thornthwaite (Th) para diferentes reservas de agua útil (RAU). Lam.: lámina de agua; P: precipitación y ETR: evapotranspiración real.

Lam.mm/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP Th (mm)	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
RAU (200mm)	200.0	200.0	200.0	200.0	191.5	150.7	93.3	73.9	100.0	103.4	105.2	109.6	1727.6
ΔRAU (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	-8.5	-40.7	-57.4	-19.4	26.0	3.5	1.8	4.4	-90.4
EXESOS	4.5	0.3	6.5	22.0									33.2
DÉFICITS													0.0
ETR	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
Lam.mm/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP Th (mm)	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
RAU (167mm)	171.5	171.8	172.0	178.6	200.5	192.0	151.3	140.5	129.8	119.0	108.3	110.1	1845.3
ΔRAU (mm)	4.5	0.3	6.5	22.0	-8.5	-40.7	-10.7	-10.7	-10.7	-10.7	1.8	4.4	-52.8
EXESOS				0.5									0.5
DÉFICITS													0.0
ETR	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP Th (mm)	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
RAU (93mm)	97.5	97.8	104.3	126.2	117.7	77.0	19.5	0.2	26.2	29.7	31.4	35.9	763.3
ΔRAU (mm)	4.5	0.3	6.5	22.0	-8.5	-40.7	-57.4	-19.4	26.0	3.5	1.8	4.4	-57.1
EXESOS													0.0
DÉFICITS													0.0
ETR	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP Th (mm)	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	141.4	110.4	89.0	53.5	32.2	16.6	827.1
RAU (59.5mm)	64.0	64.3	70.8	92.7	84.2	43.5	0.0	0.0	26.0	29.5	31.3	35.7	542.0
ΔRAU (mm)	4.5	0.3	6.5	22.0	-8.5	-40.7	-43.5	0.0	26.0	3.5	1.8	4.4	-23.8
EXESOS													0.0
DÉFICITS							-14.0	-19.4					-33.3
ETR	16.5	25.7	41.5	68.0	97.5	134.7	127.5	91.0	89.0	53.5	32.2	16.6	793.8

Tabla 3.3. Evapotranspiración real (ETR) calculada mediante balance hídrico de agua en el suelo y evapotranspiración potencial (ETP) método de Penman-Monteith (P-M) para diferentes reservas de agua útil (RAU). Lam.: lámina de agua; P: precipitación y ETR: evapotranspiración real. (Adaptado de Jensen *et al.*, 2000)

Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP P-M (mm)	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	164.0	160.0	125.0	94.0	52.0	28.0	22.0	1019.0
RAU (200mm)	195.0	177.0	156.0	143.0	100.0	30.0	0.0	0.0	21.0	26.0	32.0	31.0	911.0
ΔRAU (mm)	-5.0	-18.0	-21.0	-13.0	-43.0	-70.0	-30.0	0.0	21.0	5.0	6.0	-1.0	-169.0
EXESOS													0.0
DÉFICITS							-46.0	-34.0					-80.0
ETR	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	164.0	114.0	91.0	94.0	52.0	28.0	22.0	939.0
Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP P-M (mm)	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	164.0	160.0	125.0	94.0	52.0	28.0	22.0	1019.0
RAU (167mm)	162.0	144.0	123.0	110.0	67.0	0.0	0.0	0.0	21.0	26.0	32.0	31.0	716.0
ΔRAU (mm)	-5.0	-18.0	-21.0	-13.0	-43.0	-67.0	0.0	0.0	21.0	5.0	6.0	-1.0	-136.0
EXESOS													0.0
DÉFICITS						-3.0	-76.0	-34.0					-113.0
ETR	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	161.0	84.0	91.0	94.0	52.0	28.0	22.0	906.0
Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP P-M (mm)	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	164.0	160.0	125.0	94.0	52.0	28.0	22.0	1019.0
RAU (93mm)	88.0	70.0	49.0	36.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.0	26.0	32.0	31.0	353.0
ΔRAU (mm)	-5.0	-18.0	-21.0	-13.0	-36.0	0.0	0.0	0.0	21.0	5.0	6.0	-1.0	-62.0
EXESOS													0.0
DÉFICITS					-7.0	-70.0	-76.0	-34.0					-187.0
ETR	26.0	44.0	69.0	103.0	125.0	94.0	84.0	91.0	94.0	52.0	28.0	22.0	832.0
Lam.(mm)/Mes	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	TOTAL
P (mm)	21.0	26.0	48.0	90.0	89.0	94.0	84.0	91.0	115.0	57.0	34.0	21.0	770.0
ETP P-M (mm)	26.0	44.0	69.0	103.0	132.0	164.0	160.0	125.0	94.0	52.0	28.0	22.0	1019.0
RAU (59.5mm)	54.5	36.5	15.5	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	21.0	26.0	32.0	31.0	219.0
ΔRAU (mm)	-5.0	-18.0	-21.0	-13.0	-2.5	0.0	0.0	0.0	21.0	5.0	6.0	-1.0	-28.5
EXESOS													0.0
DÉFICITS					-40.5	-70.0	-76.0	-34.0					-220.5
ETR	26.0	44.0	69.0	103.0	91.5	94.0	84.0	91.0	94.0	52.0	28.0	22.0	798.5

De acuerdo al método de Thornthwaite, la ETP media anual para Quemú-Quemú es de 827,1 mm. La máxima ocurre en Enero con 141,4 mm, mientras que la mínima se presenta en Junio con 9,6 mm. Estos valores coinciden con la ETR en los años en que la RAS en el mes de Julio (RASJ) supera los 93 mm (7% del perfil), considerando este parámetro como un umbral deficitario. Si el valor de este parámetro es menor, se producen déficits en los meses estivales.

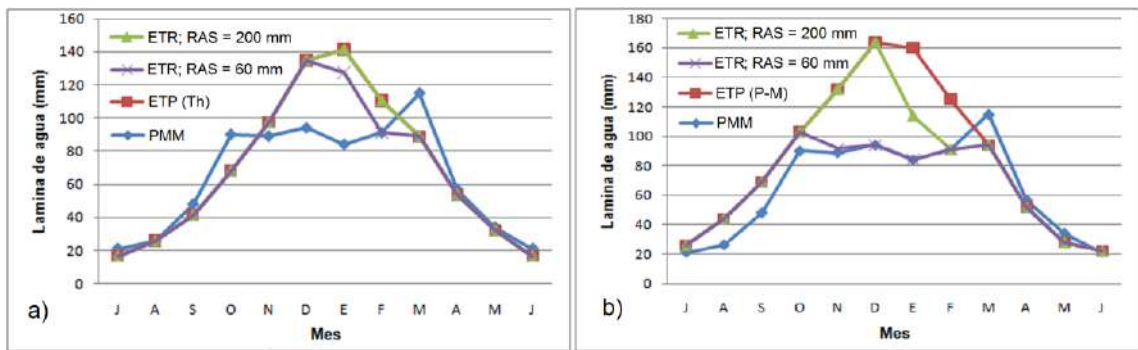


Figura 3.4. Balance hídrico mensual para distintas reservas de agua del suelo del área de estudio. PMM: precipitación media mensual; ETP: Evapotranspiración potencial; ETR: Evapotranspiración real; RAS: Reserva de agua en el suelo. a) Thornthwaite (Th) y b) Penman-Monteith (P-M).

Por el contrario, cuando la RASJ supera los 167 mm (12.4 % del perfil), se producen los excesos. Valores intermedios de RASJ representan el consumo del agua almacenada en el suelo, que sumada a las precipitaciones alcanza para cubrir la demanda de la ETP. Para finalizar, si la RASJ se encuentra en CC, se producen excesos anuales de 33 mm (ver Tabla 3.1 y Figura 3.4.a). De acuerdo al método de Penman-Monteith, si la RASJ está en CC, el balance anual es deficitario en verano y se extiende hasta comienzos de la primavera con una RASJ de 60 mm. La ETP máxima ocurre en Diciembre con 164 mm y la mínima durante el mes de Junio con 22 mm. La ETR, de acuerdo a la RASJ, varía entre 939 y 798 mm (ver Tabla 3.1. y Figura 3.4.b).

3.1.3. Suelos

Los suelos del área se ubican dentro de la Unidad Cartográfica denominada “Planicie medanosa ondulada” (Cano *et al.*, 1980). Se trata predominantemente de molisoles que presentan una buena evolución, con sus horizontes claramente diferenciados, mostrando un sencillo perfil del tipo A-AC-C. Los carbonatos aumentan en profundidad. Excepcionalmente pueden reconocerse algunos suelos libres de carbonatos de calcio pulverulento y en concreciones en todo el perfil. No obstante, puede haber cementación en los horizontes inferiores (Cano *et al.*, 1980).

El suelo superficial (capa arable) tiene buen espesor y buena provisión en materia orgánica, reuniendo las exigencias de un epipedón mólico. El suelo dominante limita abruptamente al O con los suelos de “Subregión de las Planicies con Tosca”, tiene alta permeabilidad y está asociado a médanos más o menos planos y estabilizados. No hay diferencia entre las cúspides y los bajos de las ondulaciones de este relieve en cuanto al desarrollo genético y a características morfológicas del perfil (Cano *et al.*, 1980).

El material parental se trata de arenas de reciente depositación, cuya textura es franco arenosa fina, con 10 % de arcilla y 15 % de limo. No hay tosca dentro de los 2 m de profundidad pero sí se observan frecuentemente concreciones carbonato de calcio (Cano *et al.*, 1980).

Las limitaciones de estos suelos son las que derivan de la textura del material parental y el clima, o sea baja capacidad de retención de la humedad, sequías estacionales y erosión eólica desencadenada por el laboreo y excesivo pastoreo (Cano *et al.*, 1980). Fernández (2007), determinó valores de capacidad de retención de agua entre 10 % y 23 % del perfil (2 m) en suelos aledaños de esta subregión.

Los suelos de esta asociación se clasifican como: Haplustol éntico, familia arenosa, mixta térmica, estimándose en un 80 % de la superficie de la unidad, y en el resto domina Ustipsament típico, familia silíceo, térmico. Otros suelos incluidos dentro de esta unidad, son los que se encuentran en bajos con tenores variables de sales y vegetación halófila o palustre. Pueden formar fases por drenaje del suelo zonal dominante (Cano *et al.*, 1980).

3.1.4. Vegetación

La vegetación principal son cultivos, acompañados de vegetación natural representada por comunidades halófilas en las depresiones anegables y sammófilas en las áreas medanosas no cultivadas. En general hay pastizales bajos con alternancia de matorrales (Cano *et al.*, 1980). Lorda *et al.*, (2001), estimaron la distribución areal de categorías de cultivos en el uso de la tierra promedio de la Subregión Planicies Medanosas de la siguiente manera: cosecha gruesa 32 %, pasturas perennes 30 %, verdeos de invierno 21 %, cosecha fina 3 % y verdeos de verano 2 %. Discriminando por especie, Bellini Saibene *et al.*, (2000) arribaron a la siguiente clasificación: el girasol predomina con el 42 % de la superficie, seguido por el trigo (13 %), maíz (6 %), centeno (2 %) y finalmente soja, avena, sorgo, mijo y cebada con el 1 % cada uno.

3.1.5. Geomorfología

El área se ubica en la subregión “Planicies medanosas” (Cano *et al.*, 1980) o en la unidad “Llanura pampeana de modelado eólico superimpuesto” (Calmels, 1996) y desde el punto de vista fisiográfico y en sentido regional, puede considerarse como una extensa llanura con suave pendiente (0,1%) hacia el E (ver Figura 3.1). Los procesos morfogenéticos que actuaron en esta subregión fueron fundamentalmente hídricos de escurrimiento difuso, el cual elaboró una superficie calcárea, y eólicos de acumulación y deflación con potencias variables del manto arenoso entre 1 m al O y más de 6 m al E en términos generales. No se han observado afloramientos rocosos (Cano *et al.*, 1980).

Sobreimpresas a este relieve muy uniforme se destacan, a lo largo del sector central de la región y con un rumbo aproximado, geoformas medanosas elongadas o médanos aislados que hacia el S del área se enmascaran con otra alineación de rumbo transversal. Las geoformas mayores de rumbo N-NO a S-SE se presentan como dorsales positivas de importante extensión longitudinal, que limitan al O con amplias depresiones sub-paralelas y de carácter endorreico, en tanto que hacia el E engranan suavemente con el ambiente de llanura. En algunos sectores se presenta una alternancia de relieves positivos y negativos, en tanto que en otros, se trata de elevaciones aisladas entre las cuales se disponen pequeños bajos ocupados aguas superficiales ocasionalmente, según la situación hidrológica imperante (Cano *et al.*, 1980).

Malagnino (1988) asignó a la evolución climática histórica, como la responsable de los procesos geomorfológicos que dieron lugar a las formaciones principales del paisaje durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno, durante un período cálido y húmedo seguido por otro frío y seco. Durante el primer período, la esorrentía cortó profundos valles en los depósitos pampeanos que luego se ensancharon dando lugar a depósitos aluviales de gran espesor de origen glacial y clástico. En el segundo período, los procesos eólicos dominaron el paisaje erosionando las cuencas de deflación más hacia el O, sepultando los valles de los ríos debajo de campos de dunas que avanzaron desde el NO, O y SO. Con posterioridad a la generación del mar de arenas, la región estuvo sometida a un período de mayor humedad, que favoreció la aparición de una cubierta vegetal que fijó las dunas. Durante ese lapso, las crestas de las dunas fueron degradadas y rebajadas por procesos fluviales locales y los elementos clásticos así removidos se acumularon en los espacios inter-dunares. En las inter-dunas también se acumularon otras granulometrías más finas arribadas por suspensión. De esta forma, las dunas longitudinales compuestas lograron un perfil aproximado al actual (Jensen *et al.*, 2000).

3.1.6. Esgurrimiento Superficial

La región NE de la provincia de La Pampa no cuenta con un sistema de drenaje definido, debido a que las componentes verticales del balance hidrológico histórico (precipitación-evaporación) se mantienen en equilibrio, sin generar excedentes susceptibles de manifestarse como esgurrimientos superficiales. Sin embargo, entre los años 1971 y 2000, las precipitaciones se incrementaron respecto a la media observada durante el período 1921-1970, superando a la evapotranspiración y generando un incremento en el almacenamiento superficial y subsuperficial de la región (Jensen *et al.*, 2000). Ese nuevo escenario hidrológico comienza generando cuerpos lacustres en correspondencia con las depresiones locales. El nivel de estos cuerpos aumenta progresivamente hasta llegar a una cota tal que el agua desborda hacia las depresiones vecinas, generando una descarga hacia aguas abajo que se conoce como “desborde de bajos”. En el área de estudio el agua se acumula en la depresión topográfica natural ubicada en dirección O-SO de la localidad de Quemú- Quemú. Una vez sobrepasada la cota topográfica de los 120 msnm, el agua desbordaría por el S de la localidad, conduciendo los excedentes hacia el NE y posteriormente a la provincia de Buenos Aires (Jensen *et al.*, 2000). La progresiva disminución de las precipitaciones en los últimos 10 años, muestran un escenario configurado por bajos parcialmente anegados sin conexión entre ellos.

3.1.7. Geología

Mariño (2003) sintetiza en un cuadro hidroestratigráfico (Figura 3.5) la secuencia descrita por Gai y Gatto Cáceres (1996), sobre la base de datos de una perforación ubicada en las cercanías de General Pico, 30 km al N del área de estudio. Allí se describen areniscas cuarzosas entre los 235-265 mbbp asignadas al triásico (Irigoyen, 1975). Sobre estas se depositan arenas medianas y gruesas intercaladas con arcillas grises y también arcillas verdes y castañas atribuibles al Mioceno, ascendiendo unos 100 m de potencia en el perfil. Luego suprayacen 137 m de arenas finas a limosas cementadas por material calcáreo, con intercalaciones limoarcillosas, capas y nódulos de tosca, que corresponden a la Formación Cerro Azul (Linares *et al.*, 1980). Finalmente se encuentra una capa arenosa eólica constituida por arenas medianas a gruesas en la base, más finas en la parte superior, y su espesor es variable desde 15 metros en las zonas medanosas hasta 2 ó 3 metros en las depresiones (Malán, 1983).



Figura 3.5. Cuadro hidroestratigráfico (Mariño, 2003).

La Formación Cerro Azul fue descrita por Llambías (1975) como “*limos arenosos rosados a rojizos, sin estratificación interna o muy poco visible, con frecuentes clastos de arcillas rojizas del tamaño de una nuez, dispuestos horizontalmente. Presenta formas de erosión tipo loess, con barrancas y cañadones abruptos. En la parte superior, los sedimentos están reemplazados por tosca, que llega a tener hasta dos metros de espesor*”. También ha sido denominada informalmente “Formación Pampeano” (Stappenbeck, 1926, Salso, 1966) y “Formación Pampa” (Giai, 1975). Sus características texturales y mineralógicas concuerdan en rasgos generales con las de los sedimentos loésicos de amplia distribución en el ámbito de la llanura pampeana, de acuerdo a Frenguelli (1955), Terruggi (1957) y González Bonorino (1965). Estos autores denominan genéricamente loess, a depósitos eólicos masivos de granulometría fina con una componente piroclástica significativa, representadas por proporciones variables de vidrio volcánico. En la provincia de La Pampa, los estudios sedimentológicos de Visconti *et al.*, (1996) y Goin *et al.*, (2000) permitieron reconocer, dentro de la Formación Cerro Azul, tres asociaciones de facies sedimentarias: una inferior, acumulada en un ambiente lacustre somero, una intermedia, propia de un sistema eólico sobre la que se desarrollaron paleosuelos y una superior, depositada por cursos fluviales efímeros. Su constitución en los niveles superiores es de arenas muy finas y limosas y hacia la base la granulometría se vuelve más limosa hasta limo-arcillosa, lo que determina una fuerte anisotropía vertical (Visconti *et al.*, 1996). Goin *et al.*, (2000), le asignan una edad Mioceno superior. Su distribución en el centro de Argentina fue descrita, por varios autores como Folguera y Zárata (2009).

La capa arenosa eólica corresponde a una unidad morfosedimentaria que cubre algo más de la cuarta parte del territorio provincial (Calmels, 1996) y formaría parte del denominado “Mar de Arena Pampeano” (Iriondo, 1993). Este extenso manto arenoso superficial fue correlacionado por Rimoldi y Silva Nieto (1999) con la Formación Junin (De Salvo *et al*, 1969), de edad holocena, y en el sector central de La Pampa recibió la denominación de “Formación Meauro” (Giai, 1975).

3.1.8. Hidrogeología

Para la descripción hidrogeológica del área se analizará primero el comportamiento hidráulico de los sedimentos, luego la hidroquímica, posteriormente la piezometría y finalmente se describirá la recarga al acuífero.

3.1.8.1. Comportamiento hidráulico de los sedimentos

Los distintos niveles de la secuencia sedimentaria descrita difieren en su comportamiento hidráulico (ver Figura 3.5). Las areniscas triásicas contienen acuíferos altamente salinos y las arcillitas miocenas son acuicludas a acuitardas en ciertos tramos (Giai y Gatto Cáceres, 1996) aunque la Fm. Cerro Azul presenta carácter acuífero en la parte superior, donde es explotada, por poseer una granulometría más gruesa. La capa arenosa eólica tiene un comportamiento netamente acuífero, constituye la zona saturada superior y no saturada. Debido a sus propiedades hidráulicas incide favorablemente en la recarga del acuífero (Malán, 1983).

La conductividad hidráulica (K) estimada mediante ensayos de bombeo por el método de Theis fue entre 17 m/d y 29 m/d, y de 56 m/d por el método de Jacob para la Formación Junin (filtros entre 5 m y 12 m de profundidad). Mientras que en la Formación Cerro Azul, los resultados ensayados por el primer método oscilaron entre 2,3 m/d y 4,8 m/d en General Pico (filtros entre 24 m y 42 m de profundidad) (Malán, 1980). Dentro del área de estudio, en Quemú-Quemú, Malán y Schulz (1988) arribaron a una conductividad hidráulica de 10 m/d (filtros entre 18 m y 26 m) y 10 Km al SO del área, (Castro, comunicación escrita, 2011) estima un transmisividad de 42,5 m²/d (filtros entre 16 m y 30 m), equivalente a una K = 1,8 m/d, ambas determinaciones para la formación Cerro Azul. Castro (2008) publicó valores de K, de entre 10 m/d y 44 m/d, obtenidos en ensayos de bombeo de ambas formaciones conjuntas en el acuífero de Intendente Alvear, 60 Km al N del área en estudio.

Los ensayos mencionados sugieren que existe un aporte vertical del agua de la Formación Junín hacia la Formación Cerro Azul, las cuales conforman la porción acuífera de interés en este estudio. Este aporte tiene lugar a través del techo, con variable contenido carbonático, de la formación infrayacente. Los resultados parecerían indicar que se trataría de fenómenos de drenaje diferido, aunque la información disponible no se considera lo suficientemente abundante y precisa como para confirmarlo a nivel regional (Jensen *et al.*, 2000).

Los últimos autores mencionados asignaron en una modelación matemática de flujo superficial-subterráneo de carácter regional, incluyendo al área de estudio, valores de $K_y = 1 \times 10^{-6}$ m/s, $K_x = 1 \times 10^{-4}$ m/s al acuífero en zonas de la Planicie Medanosa y $K_x = 1 \times 10^{-5}$ m/s en zonas de la Planicie Medanosa con Tosca, correspondiendo a 0,0864 m/d, 8,64 m/d y 0,864 m/d respectivamente.

En la región central y E del área de estudio, los suelos arenosos son profundos y sin horizontes que limiten el drenaje. El horizonte menos permeable, conocido regionalmente como tosca o “calcrete”, se localiza a diferentes profundidades en la vecina “Subregión de la Planicie Medanosa con Tosca”, limitando con el borde O del área de estudio, constituyéndose en un factor clave para la formación de inundaciones. La tosca consiste en una capa fina de sedimentos limosos cementados con carbonato de calcio y fisurados, con baja permeabilidad, excepto en las fisuras. Los acuíferos ubicados por encima y por debajo del calcrete manifiestan una alta conectividad hidráulica a través de las fisuras. Durante períodos de gran infiltración existe una tendencia a la formación de una zona saturada por encima de la capa de tosca, en contacto con el acuífero inferior a través de las fisuras (Giai y Hernández, 1999). El efecto primario del calcrete en la formación de inundaciones, está más relacionado con la limitación que ejerce sobre la capacidad de desarrollo de las raíces que limita la capacidad de extracción de agua por transpiración, cambiando el almacenamiento potencial del suelo, que en el efecto de retardo que ejerce en la percolación al acuífero inferior (Jensen *et al.*, 2000).

3.1.8.2. Hidroquímica

La baja salinidad del agua subterránea en las áreas de recarga y contenido aceptable de iones minoritarios peligrosos para distintos usos (ej. consumo humano, ganadero, riego) se extiende solamente hasta profundidades de 25 ó 30 m, más allá de los cuales, si bien se mantiene un contenido salino apropiado, se hace notorio el incremento, tanto de flúor como de arsénico (Mariño, 2003). Las aguas de descarga, por el contrario, resultan en

muchos sectores, prácticamente inprovechables, tanto por los elevados tenores salinos o por excesos marcados de los oligoelementos mencionados (Malán, 1983).

La descripción regional descripta por Malán (1982), Malán y Schulz (1986), caracteriza como área de recarga a las zonas altas y medianosas por poseer aguas subterráneas con menor concentración del ión cloruro y sales, y áreas de descarga a las zonas bajas, por el alto contenido del ión mencionado y sales. Se destaca de esta manera, el cordón medanoso central y el bajo de Quemú Quemú, como las áreas de recarga y descarga más conspicuas del área de estudio.

3.1.8.3. Piezometría

El acuífero en estudio queda comprendido dentro de la denominada “Área Nororiental” del territorio provincial (Giai, 1986). Giai y Tullio (1998), ubicaron los niveles freáticos de la parte N del área de estudio dentro de las arenas eólicas superiores, con direcciones de escurrimiento hacia el SE y SO, a partir de líneas equipotenciales en forma de V, produciéndose una divisoria de aguas con el vértice orientado hacia el S-SE. Además, sostuvieron que sobre el eje del acuífero se destacan domos con direcciones de escurrimiento radiales divergentes. La conformación de la superficie freática hacia el E tiene pendiente uniforme y queda representada por líneas equipotenciales aproximadamente paralelas, mientras que hacia el O tiene una conformación más compleja, con algunas curvas cerradas y flujo convergente, por corresponder a un área de descarga regional sub-paralela al acuífero.

Para la construcción de un mapa de isopiezas actualizado se utilizaron mediciones de puntos de agua seleccionados dentro y fuera del dominio del modelo (Figura 3.6 y Tabla 3.4). El nuevo mapa de isopiezas y líneas de flujo del área de estudio, completo y actualizado, coincide con lo expuesto por Giai y Tullio (1998) en su configuración local y continúa de manera similar hasta el S del área (Figura 3.7).

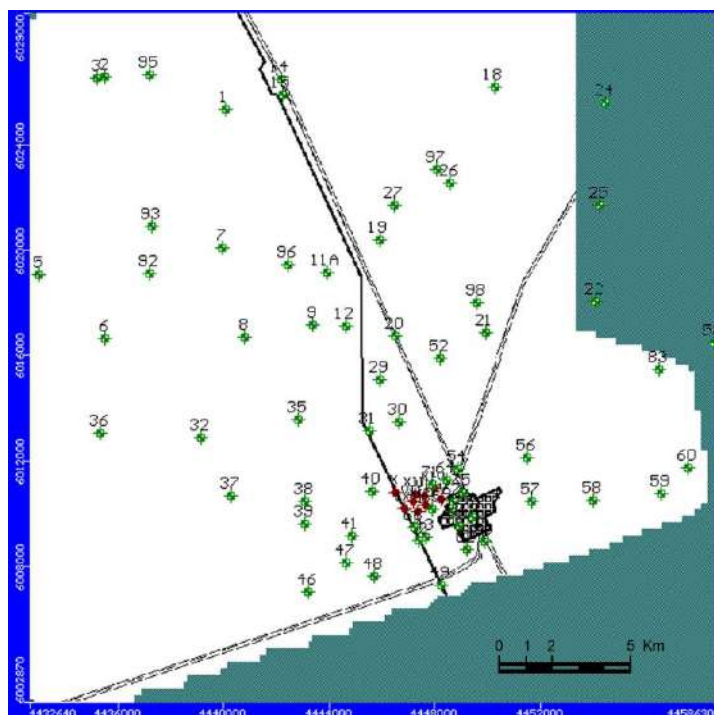


Figura 3.6. Mapa de ubicación de pozos de observación (verde) y bombeo (rojo) utilizados para la confección de la red de superficie freaticométrica.

Tabla 3.4. Ubicación de los pozos de observación y su nivel freático. pN°: pozo número; CGK: coordenadas Gauss-Krüger; Zbp: altura boca pozo; PNF y ZNF: profundidad y altura del nivel freático. Perforación ubicada en: (*) depresión anegable y (**) fuera del dominio del modelo y utilizada como condición de borde.

p N°	CGK X (m)	CGK Y (m)	Zbp (msnm)	PNF (mbbp)	ZNF (msnm)	p N°	CGK X (m)	CGK Y (m)	Zbp (msnm)	PNF (mbbp)	ZNF (msnm)
1	4.440.106	6.025.440	121.50	4.00	117.50	42	4.447.379	6.009.005	121.80	4.62	117.18
2	4.435.505	6.026.576	121.80	3.05	118.75	43	4.447.649	6.009.133	121.30	3.98	117.32
3	4.435.198	6.026.541	121.80	3.00	118.80	46	4.443.223	6.007.031	120.00	4.00	116.00
5	4.434.578	6.019.090	125.00	3.04	121.96	47	4.444.665	6.008.132	120.50	4.51	115.99
6	4.435.492	6.016.658	125.20	5.36	119.84	48	4.445.699	6.007.626	121.00	3.20	117.80
7	4.439.950	6.020.091	115.40	1.07	114.33*	49	4.448.211	6.007.258	121.00	5.34	115.66
8	4.440.630	6.016.737	117.20	1.35	115.85*	50	4.449.887	6.008.943	119.20	3.22	115.98
9	4.443.325	6.017.208	121.23	4.50	116.73	52	4.448.196	6.015.900	123.80	6.00	117.80
11	4.443.925	6.019.118	120.53	3.80	116.73	53	4.458.948	6.016.302	115.50	5.56	109.94**
12	4.444.675	6.017.111	125.13	6.00	119.13	54	4.448.867	6.011.690	117.50	4.05	113.45
14	4.442.198	6.026.489	124.25	4.03	120.22	56	4.451.524	6.012.123	116.80	4.47	112.33
15	4.442.215	6.025.892	124.10	4.50	119.60	57	4.451.666	6.010.473	120.50	6.05	114.45
18	4.450.223	6.026.292	117.60	2.60	115.00	58	4.454.012	6.010.525	115.20	2.46	112.74
19	4.445.917	6.020.392	121.50	4.84	116.66	59	4.456.637	6.010.821	115.00	2.36	112.64
20	4.446.506	6.016.737	122.34	3.61	118.73	60	4.457.142	6.011.817	112.00	0.60	111.6*
21	4.449.933	6.016.847	117.50	2.70	114.80	64	4.448.453	6.011.268	121.05	6.25	114.80
22	4.454.081	6.018.106	118.20	4.21	113.99**	65	4.447.888	6.010.160	120.06	4.60	115.46
24	4.454.392	6.025.704	115.50	2.58	112.92**	66	4.447.222	6.009.508	121.19	4.98	116.21
25	4.454.240	6.021.735	116.50	3.17	113.33**	67	4.448.728	6.010.464	120.20	5.01	115.19
26	4.448.547	6.022.539	121.00	4.17	116.83	71	4.447.889	6.011.124	121.25	5.33	115.92
27	4.446.435	6.021.682	120.90	3.49	117.41	75	4.449.040	6.010.812	119.70	4.55	115.15
29	4.445.853	6.015.195	123.81	4.74	119.07	78	4.449.452	6.009.892	118.50	2.65	115.85
30	4.446.613	6.013.579	121.21	5.15	116.06	79	4.448.663	6.010.102	118.75	3.55	115.20
31	4.445.554	6.013.141	122.40	4.71	117.69	80	4.448.931	6.009.537	118.50	2.75	115.75
32	4.439.121	6.012.942	117.20	1.95	115.25*	82	4.449.213	6.008.654	119.00	3.16	115.84
35	4.442.708	6.013.648	120.80	3.90	116.90	83	4.456.522	6.015.478	115.77	3.77	112.00
36	4.435.327	6.013.045	122.25	1.58	120.67	92	4.437.019	6.018.810	117.00	1.00	116.00*
37	4.440.256	6.010.670	115.90	1.15	114.75*	93	4.437.097	6.020.648	117.00	1.20	115.80*
38	4.442.899	6.010.560	119.80	4.05	115.75	95	4.437.176	6.026.356	119.00	0.82	118.18*
39	4.443.028	6.009.695	118.75	2.80	115.95	96	4.442.576	6.019.103	117.50	1.23	116.27*
40	4.445.628	6.010.609	122.00	5.05	116.95	97	4.448.157	6.022.698	116.00	0.30	115.70*
41	4.444.840	6.009.151	123.10	5.37	117.73	98	4.449.548	6.017.626	115.80	0.80	115.00*

Los registros freaticométricos del año 2010 son los más bajos registrados hasta el momento (Figura 3.8), coincidiendo con lo descrito en la Figura 3.3.

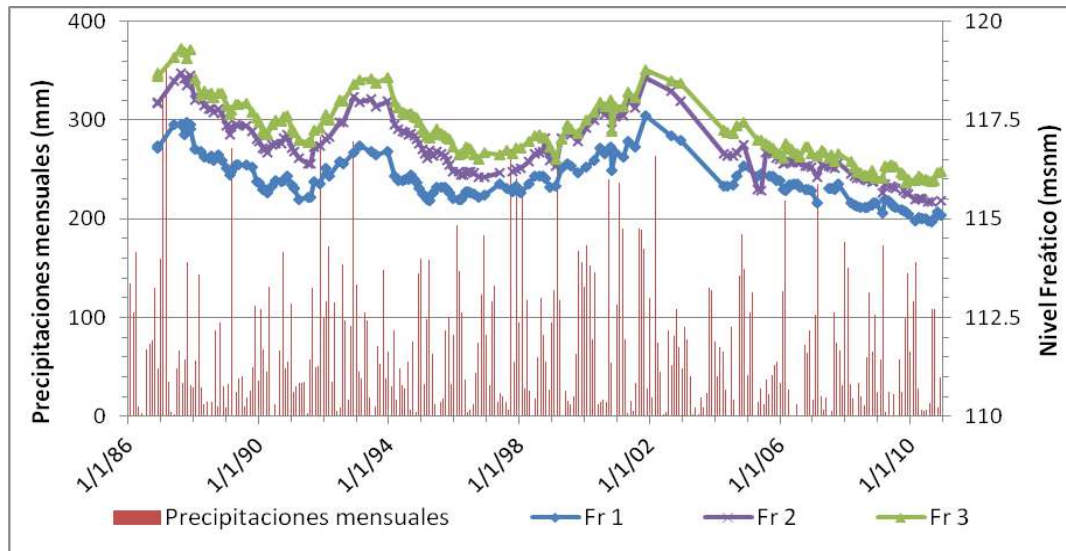


Figura 3.8. Precipitaciones mensuales y evolución del nivel freático (1986-2010) en los freaticómetros (Fr) 1, 2 y 3 instalados en Quemú-Quemú.

3.1.8.4. Recarga

Estimaciones de la recarga en el área a partir de un balance hídrico de paso mensual (Malán, 1980), determinaron para el acuífero General Pico-Dorila un valor de aproximadamente 61 mm/año, equivalente a un 7 % de la precipitación anual. Determinaciones basadas en el análisis de las fluctuaciones freaticométricas (Mariño y Bonorino, 1996; Giai y Hernandez, 1999) estimaron un valor de recarga entre el 14 y 15 % de la precipitación. Por otro lado, Dornes y Schulz (2001) encontraron, utilizando un balance de cloruros para la zona NE de la provincia de La Pampa, que la recarga es muy variable oscilando según las circunstancias, entre 3 y 16 % de la precipitación. Mariño y Dalmaso (2003), recopilaron los valores de recarga obtenidos por distintos métodos para la región y obtienen, para un periodo húmedo, valores coincidentes del orden del 14 % de la precipitación anual.

Malán y Schulz (1988) infirieron a partir del estudio hidrogeológico para la provisión de agua potable a Quemú-Quemú, que para períodos largos (60 años), los valores de recarga estimados (16 mm/año) no alcanzarían para satisfacer la demanda de la localidad de Quemú-Quemú. Sin embargo, indican que análisis más detallados, han permitido determinar que la magnitud de la recarga es sensiblemente mayor, pudiendo tomarse como valor aproximado el de 50 mm/año. Por otro lado, indican que a partir de los ascensos freáticos observados, el valor de recarga podría llegar a 75 mm/año.

Arroyo (2005) calculó una recarga de 97,1 mm, equivalente al 10,5 % de las precipitaciones (921,8 mm) con el método del ión cloruro para el período húmedo (1986-2002), mientras que a partir del análisis de las fluctuaciones freáticas, obtuvo una recarga media anual de 79,9 mm para el período 1987-2002.

En función de la incertidumbre de la variabilidad de la recarga y de la importancia de ésta como función de entrada al sistema, en este trabajo fue estimada por tres métodos independientes (fluctuaciones del nivel freático, balance del ion cloruro y balance de agua en el suelo) y para distintos escenarios pluviales (húmedo, medio y seco).

3.1.8.4.1. Método: Fluctuaciones del nivel freático

Este método plantea que el balance de un sistema acuífero freático puede representarse con la siguiente ecuación (Ec.):

$$Ie_t + [((Q_i - Q_o) / A)t] - [(Q_b / A)t] = \Delta V_t / A \quad (1)$$

Donde: Ie : recarga (L); Q_i y Q_o : caudal (L^3/T) subterráneo entrante y saliente respectivamente; A : área del acuífero (L^2); T : período de aplicación del balance (T); Q_b : caudal bombeado (L^3/T); ΔV : variación del almacenamiento en el acuífero (L^3); (L): longitud; y (T): tiempo.

Si en la Ec. (1) se asume que $\Delta V_t / A = \Delta h \cdot m_e$ (donde Δh : variación del nivel freático en el período considerado y m_e : porosidad efectiva) y se despeja Ie , resulta:

$$Ie_t = \Delta h * m_e [((Q_i - Q_o) / A)t] + [(Q_b / A)t] \quad (2)$$

Si se toma un período sin recarga en un acuífero no afectado por bombeo, ni por evapotranspiración directa, la variación del nivel freático es igual a la diferencia entre el caudal subterráneo entrante y el saliente del área analizada. Si durante este período el nivel freático desciende, se puede obtener un valor diario de decaimiento del nivel freático que se conoce como “tasa de recesión” (TR) (Olin, 1995). Reemplazando al segundo término de la Ec. (2), se obtiene:

$$Ie_t = (\Delta h * m_e) + (TR * t) \quad (3)$$

Las mediciones freáticas corresponden al freatómetro N°1, ubicado en la zona periurbana al N de Quemú-Quemú (Figura 3.10). Se interpreta que esta posición, si bien se encuentra en una línea equipotencial menor a la de la batería de pozos de explotación del acuífero (Figura 3.7), se ubica fuera del área de influencia de la misma, ya que se sitúa a 500 m del pozo más cercano. Dichas mediciones fueron realizadas por la (APA) y

corresponden al período 1986 – 2010 (Figura 3.8). Para el cálculo de la tasa de recesión se seleccionaron, del registro freaticométrico citado, períodos en los cuales no se registró precipitación o la misma fue muy reducida (Tabla 3.5).

La magnitud del descenso del nivel freático (Δh) resulta de la diferencia las mediciones realizadas al final y al comienzo de cada intervalo seleccionado. La TR se obtiene mediante el producto de cada uno de dichos valores con m_e del nivel acuífero en el que tienen lugar la fluctuación piezométrica, dividiendo por los días que abarca cada período. Debido a que existen diferencias en el cálculo de m_e por distintos autores (Malán y Miglianelli, 1982; Malán y Schulz, 1988), se utilizaron los valores de S más representativos para el área de recarga (primaria $m_{e1} = 0,17$ y secundaria $m_{e2} = 0,11$) y de conducción ($m_{e3} = 0,05$). Los valores medios de TR obtenidos para los tres valores de m_e son $-0,41$ mm/d, $-0,27$ mm/d y $-0,12$ mm/d respectivamente (Tabla 3.6) y se asemejan al valor obtenido por Arroyo (2005) y Mariño y Bonorino (1996)

Tabla 3.5. Cálculo de la tasa de recesión (TR) para diferentes valores de porosidad eficaz (m_e). 1 y 2: área de recarga primaria y secundaria. 3: área de conducción. Δh : variación de nivel freático.

Intervalo de tiempo	Duración (días)	Δh (mm)	$\Delta h * m_{e1}$ (mm)	$\Delta h * m_{e2}$ (mm)	$\Delta h * m_{e3}$ (mm)	TR1 (mm/día)	TR2 (mm/día)	TR3 (mm/día)
30/07/1988-27/08/1988	28	-100	-17.0	-11.0	-5.0	-0.61	-0.39	-0.18
10/07/2006-07/08/2006	27	-80	-13.6	-8.8	-4.0	-0.50	-0.33	-0.15
10/04/2008-08/05/2009	28	-30	-5.1	-3.3	-1.5	-0.18	-0.12	-0.05
22/05/2009-19/06/2009	28	-60	-10.2	-6.6	-3.0	-0.36	-0.24	-0.11
Promedio		-67.5	-11.5	-7.4	-3.4	-0.41	-0.27	-0.12

Finalmente, se clasificaron los valores de recarga de acuerdo al escenario hidrológico correspondiente (inciso 3.1.2.2). Debido a que en el período analizado no se registraron años hidrológicos “secos”, se definió arbitrariamente como años secos aquellos cuyas precipitaciones fueron menores a 600 mm. Las tablas 3.6 y 3.7 indican los valores de recarga expresados como infiltración eficaz obtenidos para un período de 23 años para los distintos valores de m_e y para los distintos escenarios pluviométricos respectivamente.

Tabla 3.6. Recarga (Ie, Infiltración eficaz) calculada para diferentes valores de porosidad eficaz (m_e). 1 y 2: área de recarga primaria y secundaria. 3: área de conducción y para diferentes escenarios pluviométricos. (): secos, (*): medios y (**): húmedos para el período 1987-2010. TR: tasa de recesión; t: tiempo; Δh : variación del nivel freático. Dur: duración; P: precipitación.

Período Año Hidrol.	Dur. (días)	P (mm)	Δh^*m_e1 (mm)	TR1*t (mm)	le3 (mm)	Δh^*m_e2 (mm)	TR2*t (mm)	le2 (mm)	Δh^*m_e3 (mm)	TR3*t (mm)	le3 (mm)	le1 (%P)	le2 (%P)	le3 (%P)
13/8/1987-25/8/1988	377	580	-156	-156	-1	-101	-101	0	-46	-46	0	-0.1	-0.1	0.0
25/8/1988-14/8/1989*	354	650	-20	-146	126	-13	-95	82	-6	-43	37	19.4	12.6	5.7
14/8/1989-19/7/1990*	339	607	-68	-140	72	-44	-91	47	-20	-41	21	11.9	7.7	3.5
19/07/1990-14/8/1991*	391	669	-70	-162	92	-45	-105	60	-21	-48	27	13.7	8.9	4.0
14/08/1991-16/8/1992**	367	1221	104	-152	256	67	-98	166	31	-45	75	20.9	13.6	6.2
16/8/1992-17/8/1993*	366	933	80	-151	231	51	-98	149	23	-45	68	24.7	16.0	7.3
17/8/1993-6/8/1994*	354	673	-107	-146	39	-69	-95	25	-32	-43	12	5.8	3.8	1.7
06/8/1994-18/8/1995*	377	770	-34	-156	122	-22	-101	79	-10	-46	36	15.8	10.3	4.6
18/8/1995-17/8/1996*	364	824	-27	-151	123	-18	-97	80	-8	-44	36	15.0	9.7	4.4
17/8/1996-15/8/1997*	363	859	24	-150	174	15	-97	113	7	-44	51	20.2	13.1	5.9
15/8/1997-14/8/1998**	364	1152	49	-152	200	32	-97	129	15	-44	59	17.3	11.2	5.1
14/8/1998-31/7/1999*	351	959	46	-145	191	30	-94	124	14	-43	56	19.9	12.9	5.8
31/7/1999-18/8/2000**	383	1131	54	-158	213	35	-103	138	16	-47	63	18.8	12.2	5.5
18/8/2000-24/7/2001*	339	984	29	-140	169	19	-91	109	9	-41	50	17.2	11.1	5.1
24/7/2001-29/8/2002**	401	1193	48	-166	213	31	-107	138	14	-49	63	17.9	11.6	5.3
29/8/2002-10/8/2003	346	599	-99	-143	44	-64	-93	29	-29	-42	13	7.4	4.8	2.2
10/8/2003-23/7/2004*	347	677	-112	-144	32	-72	-93	21	-33	-42	9	4.7	3.0	1.4
23/7/2004-30/8/2005*	402	840	37	-166	204	24	-108	132	11	-49	60	24.2	15.7	7.1
30/8/2005-07/08/2006	342	589	-48	-141	94	-31	-92	61	-14	-42	28	15.9	10.3	4.7
07/8/2006-26/7/2007*	353	628	-68	-146	78	-44	-94	50	-20	-43	23	12.4	8.0	3.6
26/7/2007-18/6/2008*	327	720	-82	-135	54	-53	-88	35	-24	-40	16	7.5	4.8	2.2
18/6/2008-24/7/2009*	401	660	-2	-166	164	-1	-107	106	-1	-49	48	24.9	16.1	7.3
24/7/2009-23/7/2010*	364	600	-56	-151	94	-36	-97	61	-17	-44	28	15.7	10.2	4.6

Tabla 3.7. Recarga (R) expresada como lámina o por ciento de la precipitación para diferentes escenarios pluviométricos (Esc. P) y valores de porosidad eficaz (m_e). 1 y 2: área de recarga primaria y secundaria. 3: área de conducción.

Escenario de Precipitación (mm)	P (mm)	R (mm)			R % P		
		m_e1	m_e2	m_e3	m_e1	m_e2	m_e3
Húmedo > 1000	1174	221	143	65	18.8	12.1	5.5
530 < Medio < 1000	733	111	72	33	15.1	9.8	4.4
Seco < 600	589	46	30	14	7.8	5.0	2.3
Promedio	810	130	84	38	16.0	10.4	4.7
Desvío Estándar	208	73	47	21			

Los resultados indican una acentuada variación de la recarga directamente relacionada a la pluviometría y a la porosidad eficaz fluctuando entre 2,3 y 18% de la precipitación anual. Sin embargo, existen un comportamiento diferencial de la recarga que depende de la distribución anual de la pluviometría y de la capacidad del acuífero de almacenar los volúmenes infiltrados (Giai y Hernandez, 1999).

3.1.8.4.2. Método: Balance de masas del ión cloruro.

Esta metodología utiliza las características de trazador casi ideal del ión cloruro para determinar la infiltración del agua de lluvia al acuífero (Custodio y Llamas, 1983). Un trazador se define como la materia o la energía transportada por el agua subterránea, permitiendo así, obtener información sobre la dirección y la velocidad del agua subterránea. Las características que hacen a la elección de este trazador son su bajo costo económico, su fácil determinación, que no genera problemas sanitarios, y que posee una baja interacción con el terreno y el agua. Es especialmente apto en zonas de escasa pendiente, permeables y con clima semiárido, lo que evita la escorrentía y lavado de sustancias perjudiciales para las determinaciones (Escuder *et al.*, 2009). El método compara la concentración total del ión cloruro [Cl⁻] en el agua de lluvia con la del agua subterránea. Si se asume que los solutos provienen solamente de la precipitación, entonces los datos de pozos someros son adecuados para calcular la variabilidad espacial de la recarga, (Eriksson and Khunakasem, 1969; Edmunds and Gaye, 1994).

Esta técnica fue aplicada inicialmente en los trabajos de Schoeller (1962), Eriksson y Khunakasem (1969). En Argentina fue utilizado entre otros por Bonorino (1991); Bonorino y Torrente (1992); Varni *et al.*, (1996); Malán *et al.*, (1993 y 1997), Dornes y Schulz (2001); Carrica y Lexow (2002), Varni (2004) y particularmente Arroyo (2005) en el área de estudio.

En este trabajo se asume que el agua de todas las precipitaciones, aun aquellas de menor intensidad, recargan el acuífero. Este proceso se lleva a cabo en condiciones de flujo pistón en la zona no saturada, lo que implica que el agua de precipitación infiltra, y en ausencia de evapotranspiración es “empujada” por el agua infiltrada de sucesivas precipitaciones, hasta que llegue a recargar el acuífero (Varni, 2005).

La ecuación del balance puede plantearse de la siguiente manera (Custodio y Llamas, 1983):

$$R * [Cr] = P * [Cp] - Es * [Ce] + As - Av + A'v \quad (4)$$

Siendo, R = recarga media (mm/año); P = precipitación media (mm/ año); Es = escorrentía superficial media (mm/ año); [Cp], [Cr] y [Ce] = concentración Cl⁻ en la precipitación en la

recarga y en escorrentía superficial (mg/l) respectivamente; A_s , A_v y $A'v$ = concentración Cl^- aportada por el suelo o artificial, retenida por la vegetación y aportada al morir la vegetación ($g \cdot m \cdot año$) respectivamente.

Si se asume que el aporte del ion cloruro por fuentes naturales o artificiales es casi nulo y que su retención por parte de la vegetación es igual a la liberación que ocurre al morir dicha vegetación, y si además se considera que la escorrentía superficial resulta insignificante en suelos con alta permeabilidad y relieves suaves (Custodio y Llamas, 1983), podemos reescribir la Ec. (4) como:

$$R = [C_p] / [C_r] * P \quad (5)$$

El contenido de ion cloruro $[Cl^-]$ en agua de lluvia se determinó a partir de muestras de lluvias estivales colectadas en una estación de muestreo de UNLPam ubicada a 900 m al NO del freático N°3 durante el período 28/12/2008 - 24/02/2011 (ANEXO I) determinadas mayoritariamente por la APA. La $[Cl^-]$ media es de 1,9 mg/l, con un desvío estándar de 1,45 mg/l. Las determinaciones de $[Cl^-]$ del agua subterránea fueron tomadas de Arroyo, (2005) y de muestras realizadas a campo en diciembre de 2010 y analizadas en el laboratorio de aguas de la FCEyN, UNLPam. La Figura 3.9 ilustra los puntos de muestreo. Los puntos 1, 2 y 3 son perforaciones realizadas con barreno por Arroyo (2005), mientras que el resto de los puntos de agua corresponde a muestreos en perforaciones someras (molinos). De estos últimos, algunos resultan representativos del área de recarga (MAR) y otros de la de conducción (MAC).

Las Tablas 3.8 y 3.9 muestran los valores de recarga calculados a partir de determinaciones históricas de $[Cl^-]$ y de aquellas correspondientes a los muestreos realizados en las distintas áreas hidráulicas. Los valores de $[Cl^-]$ del agua subterránea se promediaron para cada área y se determinó la recarga para los escenarios pluviométricos anteriormente definidos. Dichos resultados fueron utilizados para definir las áreas de recarga, conducción y descarga (ANEXO I), utilizando también información hidroquímica (Malán y Schulz, 1988, Malán y Miglianelli, 1982, Irribarra, 2006), freaticométrica (Giai y Tullio, 1998), geomorfológica, e imágenes satelitales (Landsat 5, 2001-2009).

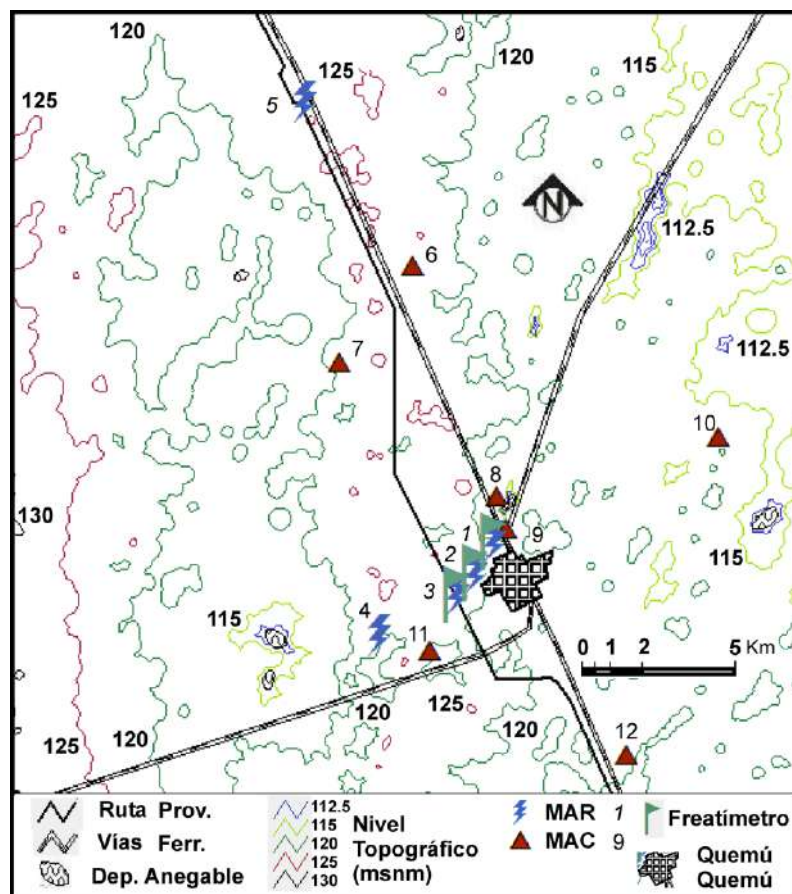


Figura 3.9. Ubicación de puntos de muestreo de agua subterránea seleccionados en función de su representatividad en áreas de recarga (MAR) y de conducción (MAC).

Tabla 3.8. Cuantificación de la recarga (R) mediante balance del ión cloruro [Cl⁻] en área de recarga (AR). P: precipitación; as: agua subterránea; (*): Malán y Miglianelli (1982); (**) Arroyo (2005).

Sitios (AR); muestra (m)	Prof. [Cl ⁻]as	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as *100	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=600 mm	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=765 mm	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=1134mm
1 (1.1m)**	6.0				
2 (2.65m)**	6.0				
3 (3.25m)**	15.9				
4 (6-8m)	10.2				
5 (9-15m)*	12.0				
Prom Cl-	10.0	18.9	112.7	144.8	214.7

Tabla 3.9. Cuantificación de la recarga (R) mediante balance del ión cloruro [Cl⁻] en área de conducción (AC). P: precipitación; as: agua subterránea.

Sitios (AC); muestra (m)	Prof. [Cl ⁻]as	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as *100	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=600 mm	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=765 mm	[Cl ⁻]/[Cl ⁻]as*P P=1134mm
6 (6-8 m)	130.0				
7 (12-18 m)	44.4				
8 (6 m)	57.0				
9 (6-8 m)	56.6				
10 (6-8 m)	130.0				
11 (6-8 m)	56.0				
12 (6-8 m)	146.0				
Prom Cl-	88.6	2.1	12.9	16.4	24.3

A pesar de la relativa arbitrariedad en la elección de los puntos de muestreo con representatividad hidrogeológica, seleccionados en función del método de captación (barreno o molino) que aseguran un muestreo de la parte superior de la zona saturada y de la no contaminación de los puntos de muestreo por tambos, pozos negros, comederos, etc., los resultados evidencian un comportamiento diferencial de la recarga.

3.1.8.4.3. Método: Balance de agua en el suelo.

El balance se planteó a partir de la metodología descrita en punto 3.1.2.3 para la obtención de la ETR con el objetivo de determinar los excedentes que contribuyan a la recarga de la zona saturada. Los excesos (R) se determinaron según la Ec. (6):

$$R = P - ETR - CC + \Delta RAS \quad (6)$$

Donde: P: precipitación (mm); ETR: evapotranspiración real (mm); R: recarga o excedentes de agua (escorrentía + infiltración) (mm); ΔRAS : incremento en la reserva de agua del suelo (mm) (Escuder *et al.*, 2009).

Esta sugiere que el agua de lluvia incorporada al suelo, una vez llenada la capacidad de campo, escurrirá superficialmente o se infiltrará. Debido a que el área de estudio posee poca pendiente (< 0,5 %) y a que el suelo es muy permeable (Cano *et al.*, 1980), se considera que no existe escorrentía, y se asume que los excesos son iguales a la infiltración eficaz, la cual recargará al acuífero una vez pasada la zona de raíces y la zona no saturada.

El balance de agua en el suelo de paso mensual con la ETP (Thornthwaite), con una RAS en CC (año húmedo), arrojó como resultado excesos de 33,24 mm anuales, equivalente al 4,3% de la precipitación. Mientras que si consideramos las lluvias y RAS de los años 2009-2010 (año seco), la recarga es nula. Utilizando la ETP (Penman-Monteith), no se obtuvieron excesos aún con el suelo en ninguno de los escenarios pluviométricos. Cabe destacar que el paso de tiempo mensual utilizado subestima los valores de recarga dado al ignorar la importancia de eventos aislados de precipitación.

3.2. MODELO CONCEPTUAL

El sistema acuífero fue conceptualizado a partir de la existencia de un único acuífero de carácter libre a semiconfinado en profundidad, conformado por sedimentos eólicos, mayoritariamente arenas no consolidadas, en la capa superior, y por sedimentos loésicos limosos y limoarenosos procedentes de escurrimientos hídricos difusos con algún grado mayor de cementación, en la capa inferior (Malán, 1983; Gai y Tullio, 1998; Castro,

2008). El hidroapoyo se haya constituido por intercalaciones de limos arcillosos y arcillas plásticas, a una profundidad de aproximadamente 50 m al O y 60 m al E dentro del área de estudio. La elaboración del modelo se basó en la determinación de la altura del nivel freático (ver Tabla 3.4), en determinaciones hidroquímicas (ANEXO I) del censo de perforaciones distribuidas en el área (ver Figura 3.6), en observaciones a campo, en la descripción litológica de las captaciones de agua subterránea para abastecimiento humano (ANEXO II), y en la información geomorfológica en el dominio del modelo. La recarga es fundamentalmente resultado de la precipitación como queda demostrado a partir del análisis de la freaticimetría y a partir de la correspondencia entre las fluctuaciones del nivel freático y la precipitación. La superficie freática a partir de las isopiezas y las direcciones del flujo predominante obtenidos (ver figura 3.7), coinciden y resaltan la interacción del agua subterránea con cuerpos lacustres semipermanentes en el SO del área de estudio y la presencia de un cordón medanoso en el área central, que actúa como área de recarga, inferido a partir del mayor nivel piezométrico observado. De esta manera, se entiende que las áreas medanosas actúan como zonas de recarga, las depresiones anegables como áreas de descarga y entre ellas se disponen las áreas de conducción (Figura 3.10).

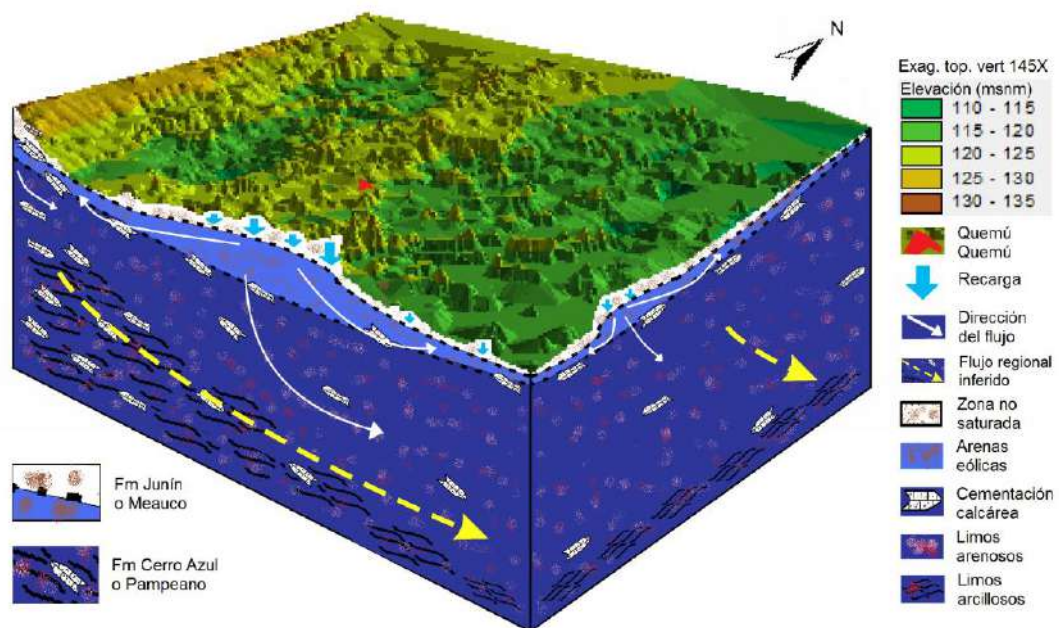


FIGURA 3.10. Esquema del modelo conceptual del sistema acuífero en el área de estudio. (Escala superficial exagerada y sin escala en profundidad).

3.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO DE SIMULACIÓN NUMÉRICA MODFLOW

Para llevar a cabo la modelación numérica del flujo del agua subterránea se empleó el programa Visual MODFLOW 3.1 (Waterloo Hydrogeologic, 2003), el cual utiliza la

aproximación por diferencias finitas de las ecuaciones de flujo de MODFLOW (Mc Donald and Harbaugh, 1988), del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). El primer programa mencionado le añade a la versión original una interfaz cómoda para el usuario, tanto para introducir las características del modelo como para visualizar los resultados. El segundo, realiza un proceso iterativo de cálculos en tres dimensiones a partir de la ley de Darcy.

La expresión matemática de la Ley de Darcy se describe mediante la Ec. (7):

$$Q = K \frac{h_1 - h_2}{d} A = K * i * A \quad (7)$$

Donde: Q: caudal (L^3/T); d: longitud del intervalo (L); K: conductividad hidráulica (L/T). A: área de la sección transversal considerada (L^2); h_1 : altura del agua sobre el plano de referencia a la entrada de la capa filtrante (L); h_2 : altura del agua sobre el plano de referencia que alcanza a la salida de la capa filtrante (L); i: gradiente hidráulico; (L): longitud.

Partiendo de un balance de masas en un volumen de control y aplicando (7), obtenemos la ecuación general del flujo de agua subterránea (Mc Donald and Harbaugh, 1988):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] + W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8)$$

Donde: K_x , K_y y K_z : conductividad hidráulica (L/T) para los ejes coordenados x, y, z respectivamente; h : pérdida de carga hidráulica (L); W : flujo volumétrico por unidad de volumen como el suministro o descarga de agua, donde los valores negativos indican extracción de agua y los positivos inyección de agua (T^{-1}); S_s : almacenamiento específico del medio poroso (L^{-1}); y t : tiempo (T).

Si el flujo del agua subterránea se encuentra en régimen estacionario, significa que los niveles permanecen constantes a través del tiempo, por lo tanto:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] + W = 0 \quad (9)$$

Las derivadas parciales en diferencias finitas se realizan en un espacio discretizado del acuífero, representado por columnas (X), filas (Y) y capas (Z) (Mc Donald and Harbaugh, 1988).

Durante esta etapa se implementó el modelo numérico del acuífero donde se definió la estructura del modelo (régimen, geometría, condiciones de contorno, representación de

la heterogeneidad espacial de la recarga y la ETR) y se estimaron los parámetros hidráulicos mediante la calibración, con el objetivo de representar los niveles observados.

3.4. PARAMETRIZACIONES, ESTRUCTURA Y CALIBRACIÓN DEL MODELO

La simulación se planteó en condiciones estacionarias a los efectos de establecer el balance de entradas y salidas del sistema acuífero a partir de la relación entre la evaporación, la evapotranspiración, la recarga y los parámetros hidráulicos del acuífero. La conceptualización del modelo se estableció determinando valores de evaporación, evapotranspiración y recarga que representen los procesos físicos en base a observaciones y determinaciones realizadas durante diciembre 2010, y a partir de la calibración de parámetros con mayor incertidumbre, como la conductividad hidráulica.

3.4.1. Parametrización de la evapotranspiración

Dado que el año hidrológico 2010/11 puede ser considerado un año medio respecto a las precipitaciones (620 mm), pero con una muy baja RAS debido a la sequía del año 2009, el valor de la ETR en el balance hídrico fue determinado como el promedio entre años secos y medio secos (Tabla 3.1) por ambos métodos, totalizando un valor de 815 mm/año. Dicho valor fue incorporado en el modelo que conjuntamente con el coeficiente de extinción (profundidad radicular) es detallado en la descripción de la condición de borde superior.

3.4.2. Parametrización de la recarga

La variabilidad en las estimaciones de la recarga realizadas por diversos autores y en este trabajo, reflejan la incertidumbre en cuantificar este proceso hidrológico. A partir de ello y de la elaboración del modelo conceptual donde se identificaron áreas de recarga primaria y secundaria, áreas de conducción y descarga, se asignaron valores representativos a cada una de ellas. Considerando que las condiciones antecedentes son de gran importancia en el proceso de recarga, se tomó la precipitación anual del año 2010 que totalizó un valor de 663 mm. De esta manera, el valor de recarga para cada área hidrogeológica se obtuvo a partir de un promedio ponderado de los valores de recarga obtenidos utilizando el método de las fluctuaciones freáticas y el balance del ion cloruro. No se incluyó el balance de agua en suelo de paso mensual por subestimar significativamente los valores de recarga. Los valores resultantes fueron de 113,4; 97,1; y 19,8 mm para AR1, AR2 y AC respectivamente. Estos resultados se sitúan entre los recopilados por Mariño y Dalmaso (2003) como representativos de la zona.

La Figura 3.11 ilustra la zonificación de la recarga, donde se identifican áreas de recarga asociadas al cordón medanoso central y formaciones medanosas más dispersas al E del dominio del modelo, distinguiéndose a su vez áreas AR1 y AR2, AD como la depresión ubicada al SO con recarga nula, y áreas intermedias o de conducción (AC). Para el área urbana, se consideró además, el ingreso de agua al acuífero a partir de pozos ciegos, estimándose en un 80 % del consumo de agua potable (130 mm/año) procedente de la batería de pozos de bombeo e ingresándolo al modelo como AR1.

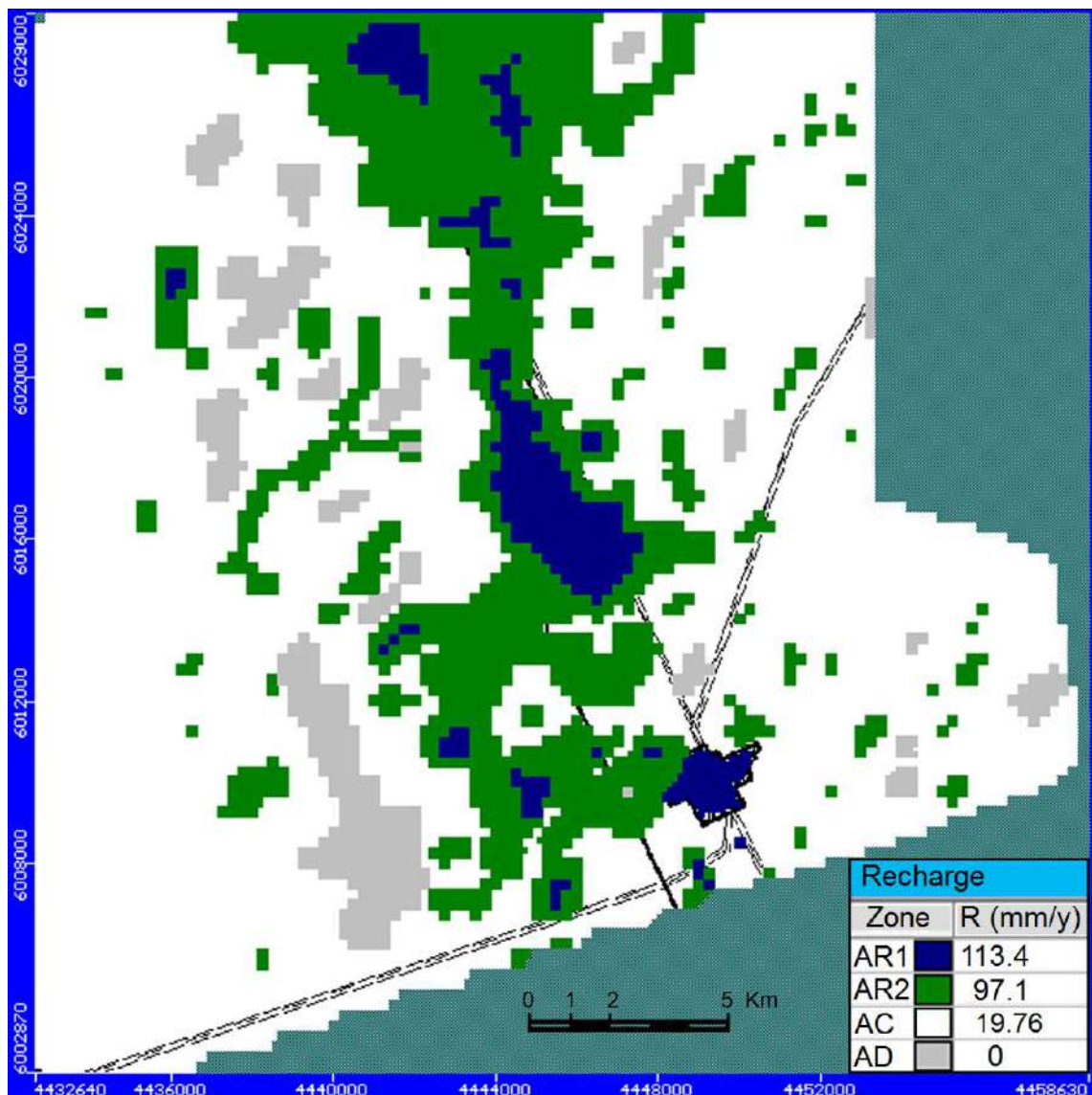


Figura 3.11. Distribución espacial de la recarga. AR1 y AR2: áreas de recarga primaria y secundaria, AC: área de conducción, y AD: área de descarga.

3.4.3. Discretización espacial

El dominio de simulación horizontal fue discretizado en celdas de 125 m y 250 m de lado respectivamente, resultando en 154 filas y 189 columnas, consecuentemente en 29106 celdas (Figura 3.14). Las celdas de menor tamaño fueron utilizadas para representar

las líneas de drenaje superficial definidas por Jensen *et al.* (2000) ubicadas al O y al S del área y pozos de bombeo ubicados al NO de la localidad de Quemú-Quemú, considerando un radio de influencia del bombeo de los pozos de 64 m (Castro, 2008). Las celdas de mayor tamaño se adecúan a la equidistancia y espaciamento de las curvas de nivel que determinan los gradientes locales (ver Figura 3.1).

La discretización vertical se efectuó en dos capas, la superior asociada a la Formación Junín y la inferior a la Formación Cerro Azul o Pampeana. El límite superior, que corresponde a la topografía, se confeccionó interpolando las curvas de nivel digitalizadas de cartas topográficas del IGM 1:50000 (ver Figura 3.1), con equidistancias de 1,25 m y 2,5 m y un espaciamento mínimo de 100 m. La definición de la extensión vertical y horizontal de la segunda capa y de la base del modelo, se elaboraron en forma simplificada a partir de las descripciones litológicas de perforaciones de la APA y realizadas por distintos autores (ANEXO II). Dada la incertidumbre en la determinación de la ubicación precisa del hidroapoyo, se asumió como tal, la sucesiva aparición de capas de arena arcillosa hasta arcilla plástica a profundidades de aproximadamente 50 a 60 m, resultando en una pendiente oriental del 0,1% (Figuras 3.12 y 3.13).

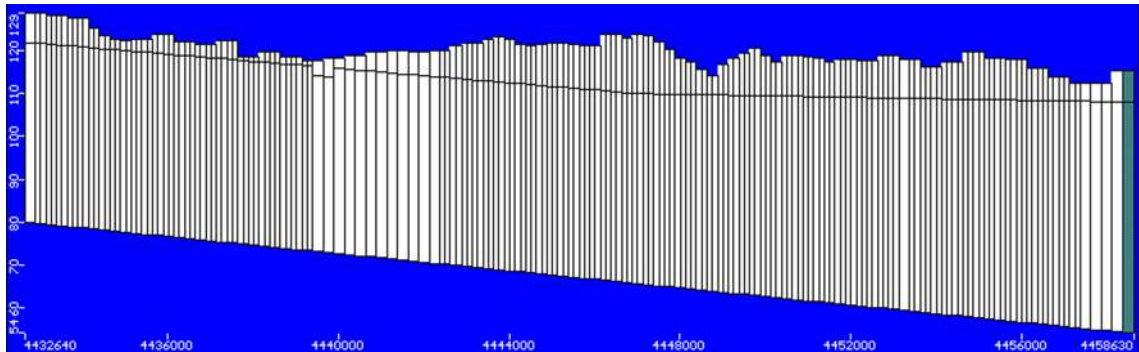


Figura 3.12. Sección (O-E) de discretización vertical del área modelada sobre la fila 94 con una exageración vertical de 100X.

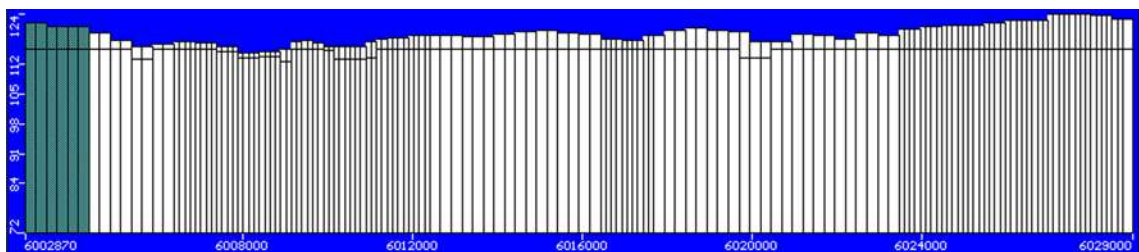


Figura 3.13. Sección (S-N) de discretización vertical del área modelada sobre la columna 57 con una exageración vertical 100X.

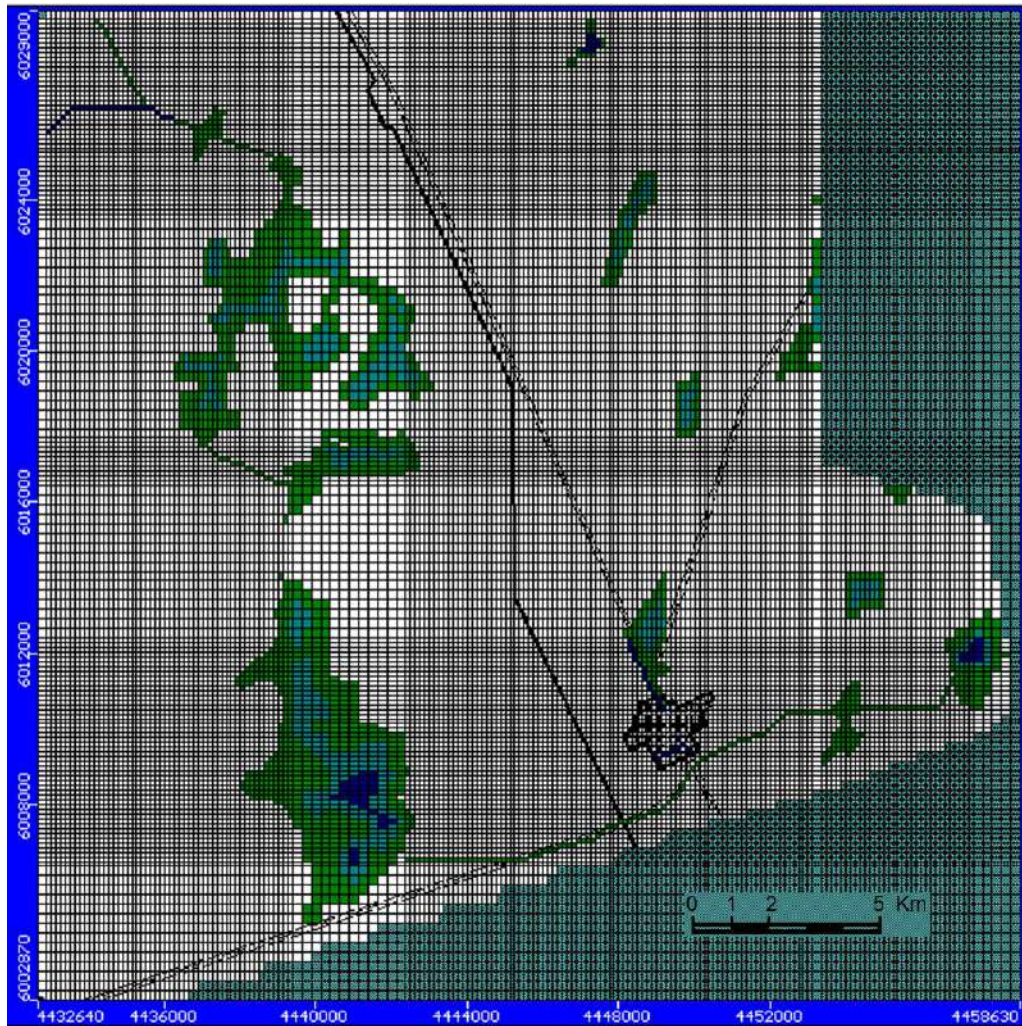


Figura 3.14. Mapa del dominio del modelo con la grilla de discretización horizontal y condiciones de evaporación de agua en lámina libre (azul) y por capilaridad (celestes) y de evapotranspiración por cultivos de cosecha (blanco) y vegetación natural (verde).

3.4.4. Condiciones de contorno

En este apartado se describen las condiciones de contorno impuesta en el modelo:

a) *Nivel fijo*: en las áreas de descarga regional o bajos anegables al O y locales diseminadas en el lado E. Adopta un nivel variable espacialmente, extraído de observaciones del pelo de agua superficial y del nivel freático según corresponda (Tabla 3.10). Para imponer esta condición en el modelo se emplea la opción “Constant Head” (CH) (Figura 3.15).

b) *Caudal entrante o saliente dependiente de un nivel exterior*: este borde se corresponde con todos los límites de dominio del modelo a excepción de las líneas de no flujo ubicadas al E y SE. Su definición se basó en la adopción de un nivel freático externo basado en dos o más mediciones, conformando líneas aproximadamente paralelas a los bordes a partir de las cuales y en función de la distancia, se calcularon los gradientes

hidráulicos. Asumiendo una conductividad hidráulica representativa del acuífero Pampeano (Tabla 3.11) y a partir de las distancias descriptas, la conductancia es calculada por el modelo mediante la Ec (10).

Tabla 3.10. Parámetros constructivos de la condición de borde “nivel fijo” (CH); S: sector; NT: nivel terreno (msnm); h: profundidad nivel saturado (m); NS: nivel saturado (msnm).

N°	Nombre	S	NT (msnm)	h (m)	NS (msnm)	N°	Nombre	S	NT (msnm)	h (m)	NS (msnm)
1	Cañ. Rouco 1	NO	115.40	-1.07	114.33	11	Cañ. Bárbulo 3	SO	113.50	0.25	113.75
2	Cañ. Rouco 2	NO	117.00	-1.00	116.00	12	Cañ. Bárbulo 4	SO	114.00	0.00	114.00
3	Cañ. Rouco 3	NO	116.80	-1.00	115.80	13	Lag La Carpa	NE	116.40	0.60	117.00
4	Cañ. Rouco 4	NO	118.50	-1.00	117.50	14	Lag. San Alberto	NE	116.20	-0.50	115.70
5	Cañ. Rouco 5	NO	119.00	-0.82	118.18	15	Lag Chacón	NE	112.00	-1.25	110.75
6	Cañ. Rouco 6	NO	117.40	-1.10	116.27	16	Lag. Perez	NE	113.75	-0.25	113.50
7	Cañ. Rouco 7	NO	117.20	-1.40	115.80	17	Lag Lamper	SE	113.00	-0.50	112.50
8	Cañ. Rouco 8	NO	117.20	-1.35	115.85	18	Bjo Montero	SE	114.75	-2.65	112.10
9	Cañ. Bárbulo 1	SO	117.20	-1.95	115.25	19	Bjo. Iglesias	SE	114.50	-2.25	112.25
10	Cañ. Bárbulo 2	SO	115.90	-1.15	114.75	20	Lag. Cobreros	SE	112.00	-0.60	111.40

$$C = \frac{K * A}{D} \quad (10)$$

Donde: C: conductancia (L^2/T) (resistencia al flujo horizontal que ofrece la cara exterior de la celda borde); K: conductividad hidráulica (L/T) del borde acuífero; A: área (L^2) de cada celda; D: distancia (L) entre el nivel exterior (ne) y la celda borde (cb).

Para imponer esta condición en el modelo se empleo la opción “General Head Boundary” (GHB) (Figura 3.15).

Tabla 3.11. Parámetros constructivos de la condición de borde “caudal entrante dependiente de un nivel exterior” (GHB). K: conductividad hidráulica; GK: Gauss-Kruger; m: metros; d: día; sm: sobre el nivel del mar.

GHB Posición	Coordenadas Tramo (GK)				Cota (msnm)		K (m/d)		Distancia Exterior (m)		Espesor Medio (m)	
	X 1°	Y 1°	X 2°	Y 2°	Z 1°	Z 2°	1°	2°	1°	2°	1°	2°
N	4432890	6031700	4438587	6034000	120.0	126.5	1	5	2700	5000	61	61
N	4438587	6034000	4445700	6035000	126.5	122.5	5	5	5000	6000	63	63
N	4445700	6035000	4456851	6032700	122.5	112.5	5	5	6000	3700	57	57
E	4467604	6028750	4454504	6025704	108.2	112.9	5	5	14200	1100	55	55
E	4454504	6025704	4454174	6023683	112.9	111.3	5	5	1100	770	55	55
E	4454174	6023683	4454254	6021735	111.3	113.3	5	5	770	850	55	55
E	4454254	6021735	4454087	6017142	113.3	114.0	5	5	850	683	55	55
E	4458693	6016302	4460568	6010323	109.9	110.9	5	5	982	2163	55	55
S	4432640	5994870	4436466	5994870	125.0	122.0	1	1	8000	8000	63	63
S	4436466	5994870	4441600	5996854	122.0	120.0	1	5	8000	8000	60	60
S	4441600	5996564	4447862	5997843	120.0	126.0	5	5	8000	8500	62	62
S	4447862	5997843	4449275	6000259	126.0	122.0	5	5	8500	7000	62	62
O	4425340	6029000	4424640	6012400	130.0	141.0	1	1	7300	8000	62	62
O	4424640	6012400	4424640	6002870	141.0	139.0	1	1	8000	8000	65	65

c) *Dren*: se aplicó a obras de drenaje superficial realizadas para mitigar los excesos de las inundaciones definidas por Jensen *et al.*, (2000). Las cotas y gradientes de los canales fueron tomadas de Cassella SA *et al.*, (2004) y los valores de conductancia son calculados por el modelo a partir de una conductividad hidráulica impuesta de 5 m/d. El ancho real de los canales es de entre 10 m y 20 m aproximadamente, pero en el modelo las celdas utilizadas correspondientes a las de menor tamaño fueron de 125 m de lado. Se evitó una discretización de mayor detalle para no complejizar el modelo innecesariamente. Para imponer esta condición se empleó el borde “Drain” (D) (Figura 3.17).

d) *Evapotranspiración y evaporación directa*: la primera se aplicó a toda el área del modelo con un coeficiente de extinción (profundidad radicular) de 1,35 m en áreas de cultivos de cosecha gruesa (Jensen *et al.*, 2000), 1 m en los drenes y áreas que presentaron cobertura vegetal natural sin anegamiento y 1,5 m en depresiones limoarenosas a limoarcillosas humedecidas por ascensos capilares provenientes del acuífero. Este último valor es el menor para estos suelos según (Custodio y Llamas, 1983), aunque solo se pudieron observar ascensos capilares de hasta 1 m de profundidad, por encontrarse el acuífero en dicho sector. El valor de la ETR utilizado fue de 815 mm/año. La condición de evaporación directa se aplicó a drenes y áreas de descarga donde se verificó la presencia de cuerpos de aguas superficiales o en aquellas definidas mediante imágenes satelitales. El valor de la evaporación se consignó en 1504 mm/año, valor medio observado en tanque tipo “A” según el INTA Anguil, ubicada a 80 km al OSO. Para imponer ambas condiciones en el modelo se empleó el borde “Evapotranspiration”, ya que esta configuración del modelo satisface las dos condiciones expuestas (Figura 3.14).

e) *No flujo*: se aplica de forma paralela a líneas de flujo y perpendicularmente a líneas equipotenciales. Los bordes con esta condición se situaron al E y SE del modelo. Para imponer esta condición en el modelo se designaron celdas inactivas, lo que determina la misma condición (Figura 3.15).

f) *Pozos de bombeo*: se incluyó la batería de pozos (condición caudal fijo) que abastece de agua potable a la localidad de Quemú-Quemú con aproximadamente 800 m³/día (Arroyo, 2005), con sus coordenadas x, y, z (COSyPRO, 2010) (ver Figura 3.6).

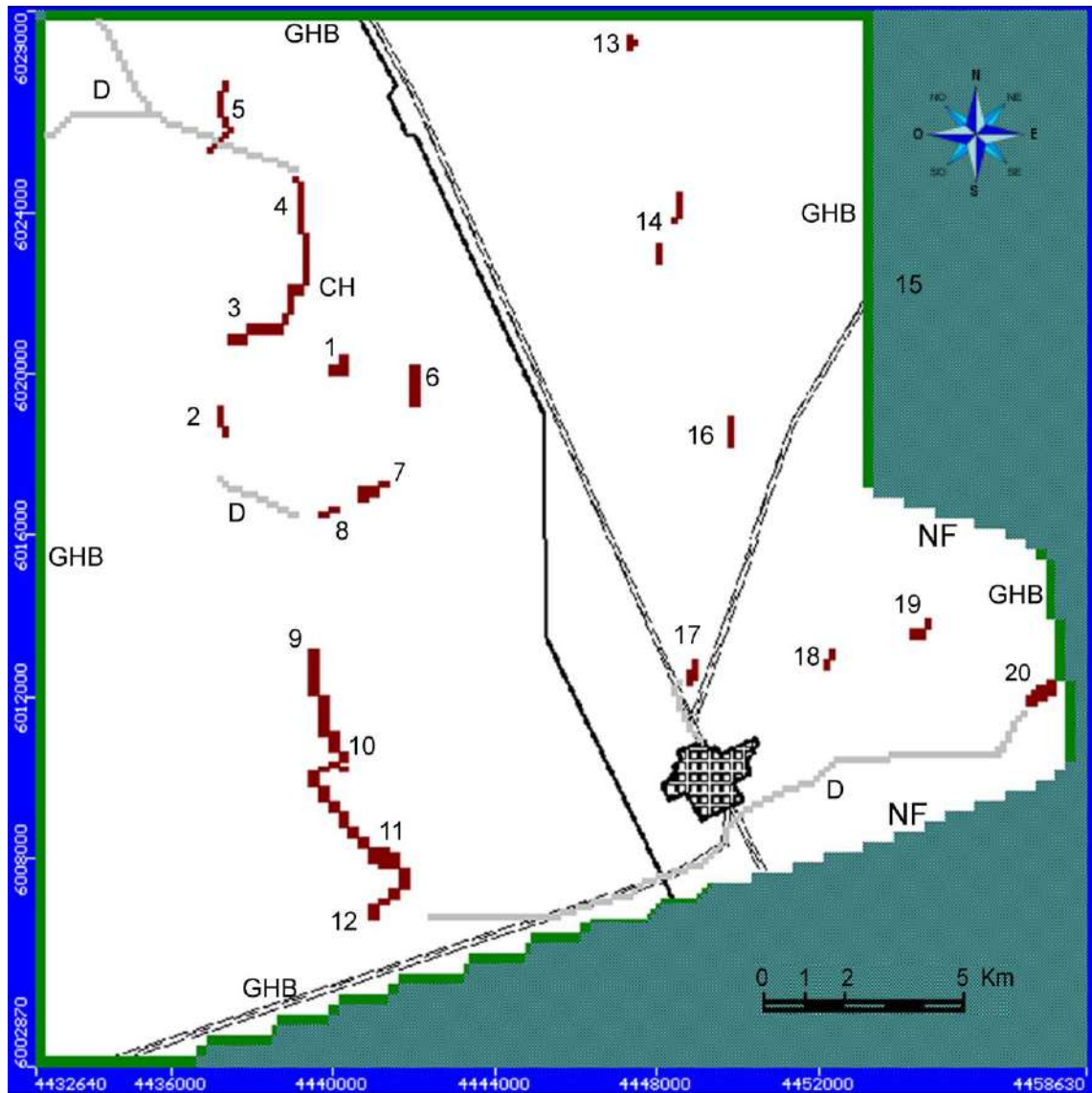


Figura 3.15. Mapa de condiciones de contorno: bordes dependiente de un nivel exterior (GHB), niveles fijos (CH, 1-20), drenes (D) y líneas de no flujo (NF).

3.4.5. Calibración del modelo numérico

En esta sección se describe la estrategia de calibración utilizada y el ajuste de parámetros de conductividad hidráulica obtenidos, representando gráficamente su distribución espacial en tres dimensiones a través de mapas.

3.4.5.1. Estrategia de calibración

La estrategia de calibración fue manual y consistió en la variación de la conductividad hidráulica (K), debido a que es el parámetro con mayor incertidumbre y que no fue determinado o medido en este trabajo. Los rangos de valores utilizados fueron establecidos según lo descrito en ambientes similares con la misma disposición litológica (Malán, 1980; Castro, 2008; Malán y Schulz, 1988). A los efectos de reducir la incidencia

de la calibración, los valores fueron variados en forma diferencial de acuerdo a la anisotropía del acuífero, determinada en base a observaciones de campo, geformas presentes, y fichas de pozos con la descripción del perfil litológico. El proceso de calibración se fundamentó en la comparación de la respuesta del modelo, en particular los niveles freáticos simulados con los niveles observados. El criterio para la evaluación de la representatividad del modelo, se basó en el análisis del error cuadrático medio (ECM; Ec. 11) y el coeficiente de correlación (r ; Ec. 12) para todo el dominio de simulación. Particularmente, se evaluó además, si la respuesta del modelo en los pozos de observación se ajustaba a lo observado con residuos (R ; Ec. 13) cercanos a 0. Para ello se utilizaron las siguientes ecuaciones:

$$Ecm = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (11)$$

$$r = \pm \sqrt{\frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (12)$$

$$R = (\hat{y}_i - y_i) \quad (13)$$

Donde: y_i : valor observado; \bar{y} : media muestral; \hat{y}_i : valor estimado; y N: número total de muestras (Devore, 2001).

Inicialmente se ajustaron los valores de K en la capa superior (1) (Figura 3.16), manteniendo constante en un valor medio y en todo el dominio, el valor de K en la capa inferior (2) (Figura 3.17). En aquellos sitios donde la respuesta del modelo no fue satisfactoria, la calibración incluyó además, el ajuste de los valores en la capa 2. La incidencia en el proceso de calibración de los valores de K en la capa inferior, fue mayor en la zona O del dominio; mientras que en el sector oriental se verificó una mayor incidencia de los valores de K de la capa superior, que se corresponde con la potencia de las mismas y la ubicación del nivel freático (Tabla 3.12).

3.4.5.2. Ajuste de la conductividad hidráulica (K)

La distribución espacial y los valores obtenidos para la capa superior mediante la calibración, son similares a los determinados para la región mediante ensayos de bombeos

realizados por Malán (1980) 30 Km al NE y Castro (2008) 80 km al N, en acuíferos de la misma formación y por Malán y Miglianelli (1982) en Trilí, parte N del área de estudio.

Tabla 3.12. Parámetros de conductividad hidráulica (K) obtenidos mediante la calibración.

Conductivity				
	Zone	Kx [m/d]	Ky [m/d]	Kz [m/d]
	1	17	17	12
	2	40	40	27
	3	2	2	0.05
	4	29	29	20
	5	12	12	4
	6	12.5	12.5	1.25
	7	2.8	2.8	0.28
	8	1	1	0.004

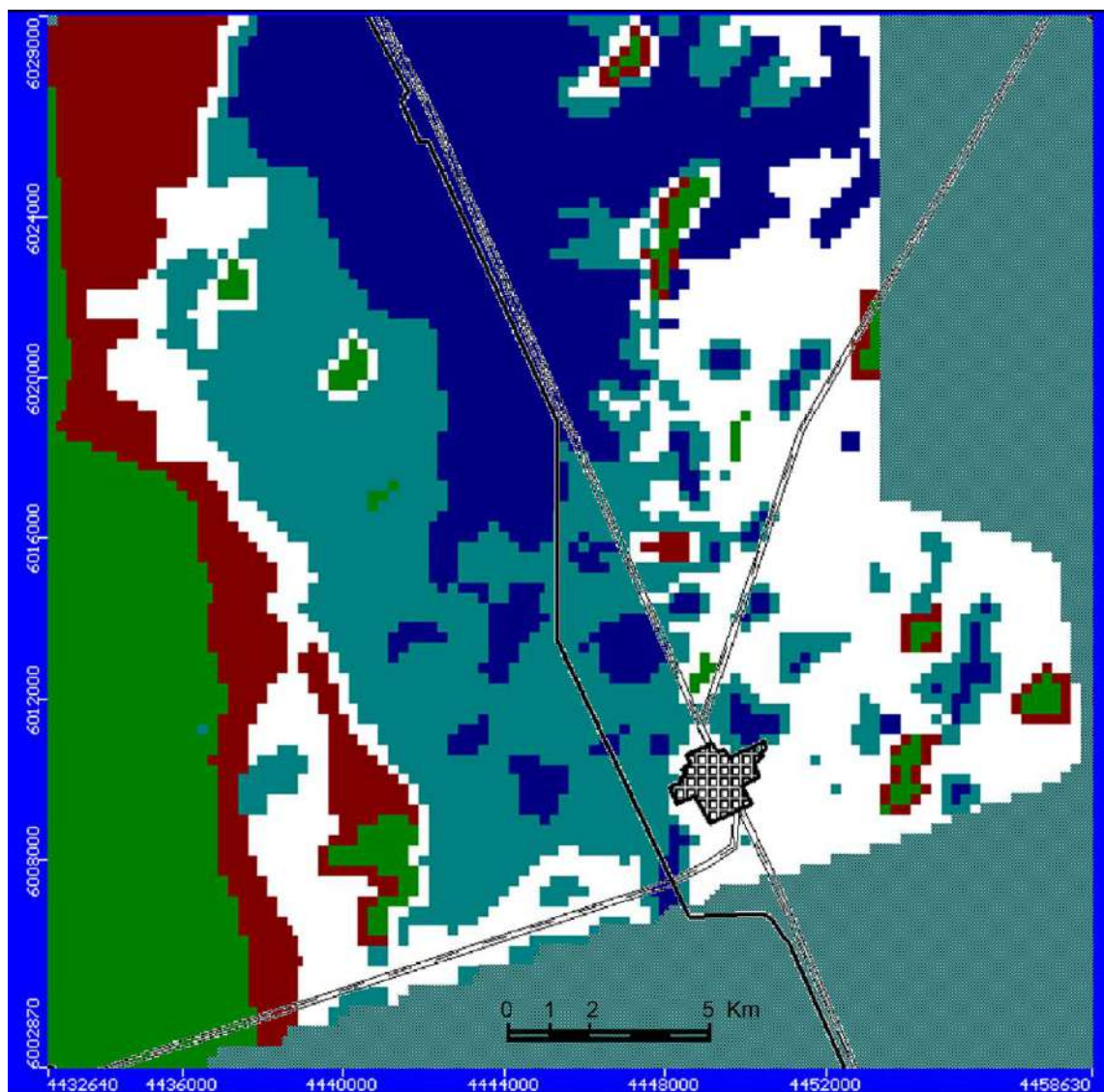


Figura 3.16. Mapa de conductividad hidráulica de la capa superior.

Estos valores marcan un decrecimiento de K de N a S y desde el cordón medanoso central hacia el E y más aún hacia el O del área. Esta característica se corresponde con la disminución de la granulometría de los sedimentos y aumento de la cementación calcárea según las fichas de pozos de la APA. En el O, la discretización vertical llevó a incluir en la capa superior zonas donde prácticamente aflora el techo de la Fm. Cerro Azul en forma de tosca, con bajos valores de K. Por esta razón, se consideró en ambas capas diferente grado de anisotropía vertical K_z . Los valores de K_x y K_y obtenidos para la capa inferior son similares a los determinados por Malán (1980) y Malán y Schulz (1988) (Ver Tabla 3.12).



Figura 3.17. Mapa de conductividad hidráulica de la capa inferior.

Se considera apropiado mencionar que para el acuífero Pampeano en la cuenca del río Quequén Grande, provincia de Buenos Aires, se obtuvieron K de entre 1 m/d y 30 m/d

en orden creciente desde la sierra hasta el océano (Bocanegra *et al.*, 2005) y de 8 m/d a 35 m/d en las cuencas de sus afluentes El Moro, Seco y Tamagueyú (Quiroz Londoño *et al.*, 2009). Estos parámetros corresponden a la conceptualización de un acuífero monocapa, incluyendo en la superficie sedimentos Postpampeanos. Los parámetros obtenidos mediante calibración por el último autor son soportados por la presencia de material psamítico, capas alternadas de arenas y presencia de arena gruesa en profundidad, situación que fue observada en algunas perforaciones dentro del área de este estudio y pone en evidencia la marcada anisotropía del acuífero a nivel local y regional.

4. RESULTADOS Y DISCUSION

Los resultados de la modelación numérica en régimen estacionario del área de estudio incluyen, la simulación de los niveles freáticos y la confección de la red de flujo subterráneo para todo el dominio del modelo, y en particular, para el área de bombeo y disposición de efluentes domiciliarios de Quemú-Quemú. Incluyen además, un balance hídrico de masas y la descripción estadística de los resultados del modelo. En la discusión se trata de dilucidar la validez de los parámetros resultantes y los efectos de su variación en la simulación numérica obtenidos mediante la calibración, a través de un análisis de sensibilidad.

4.1. PIEZOMETRÍA Y RED DE FLUJO REGIONAL

La configuración de la superficie freática, confeccionada a partir de las isopiezas y líneas de flujo simuladas, es consistente con el modelo conceptual elaborado a partir de las observaciones realizadas (ver Figura 3.7). Las isopiezas y líneas de flujo reproducen la topografía (ver Figura 3.10). Esta situación demuestra como el cordón medanoso central actúa como área de recarga de las precipitaciones, donde el flujo presenta un carácter radial divergente, resultando en una divisoria de agua subterránea (Figuras 4.1 y 4.2). Estos resultados corroboran lo descrito por Gai y Tullio (1998) dentro del área de estudio y lo observado por Mariño (2003) en General Pico-Dorila. Una situación similar ocurre con la configuración freática del acuífero del Valle Argentino, aunque la geomorfología de esta zona presenta un valle con mayor gradiente y médanos más conspicuos (Schulz *et al.*, 2010).

En el sector occidental, se observó el nivel freático por debajo de la capa superior, debido a su somero espesor. En la simulación, las porciones de capa seca fueron reproducidas de color oliva (Figuras 4.2 y 4.3).

Por otro lado, se visualiza el comportamiento de la depresión localizada al O y SO como zona de descarga, que actúa también como colector regional de los excedentes hídricos superficiales observados en períodos pluviométricos ricos (Jensen *et al.*, 2000). En el sector oriental, se observa un menor gradiente piezométrico coincidente con el gradiente regional, mientras que las depresiones en este sector operan como áreas de descarga local (ver Figuras 4.1, 4.2 y 4.3). Se puede apreciar también, el efecto de la demanda de agua producto de la evaporación y evapotranspiración con flujos ascendentes en zonas de escasa profundidad del nivel freático (Figura 4.3). En profundidad, la

simulación ilustra el aumento de la velocidad del agua, representada por vectores, presumiblemente, en respuesta a una mayor tortuosidad y al incremento del gradiente durante su recorrido (Figuras 4.2 y 4.3).

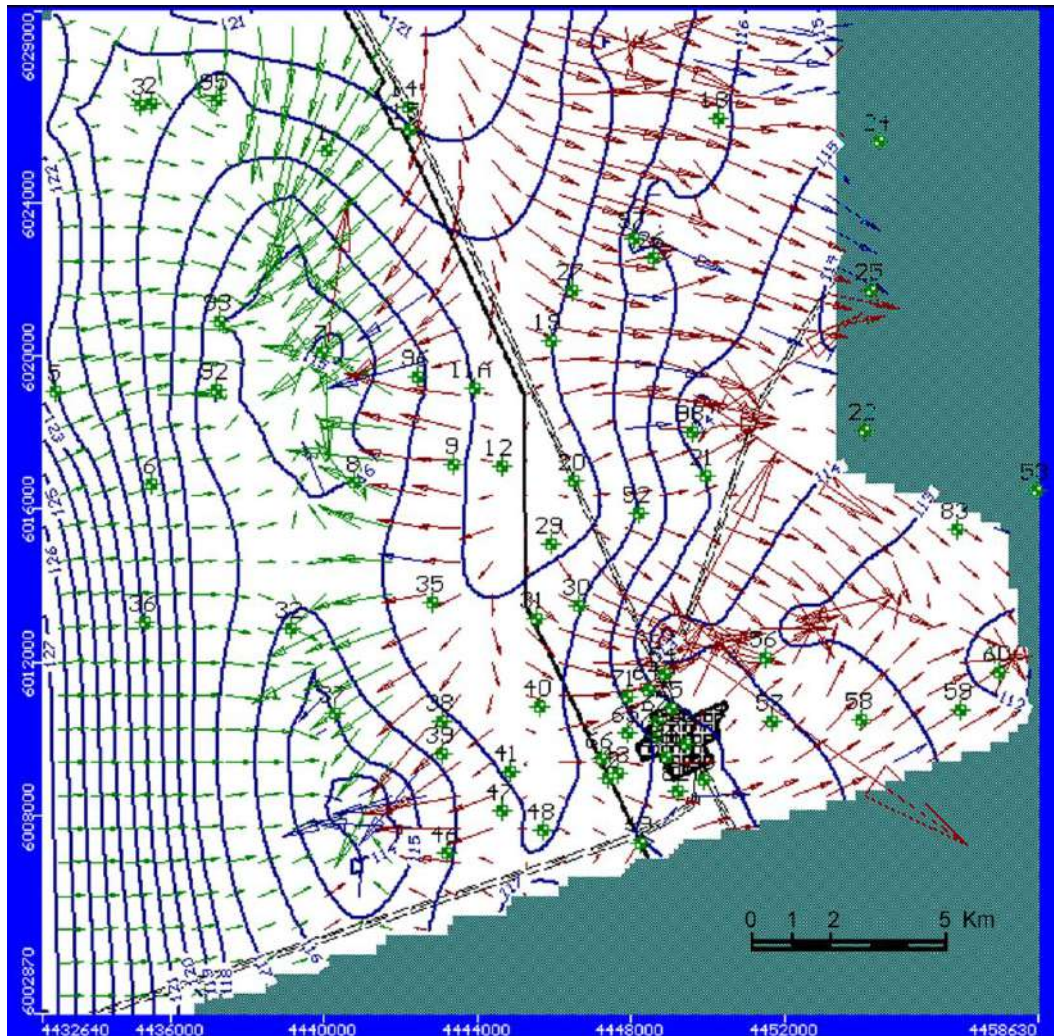


Figura 4.1. Mapa simulado de isopiezas y vectores velocidad de flujo.

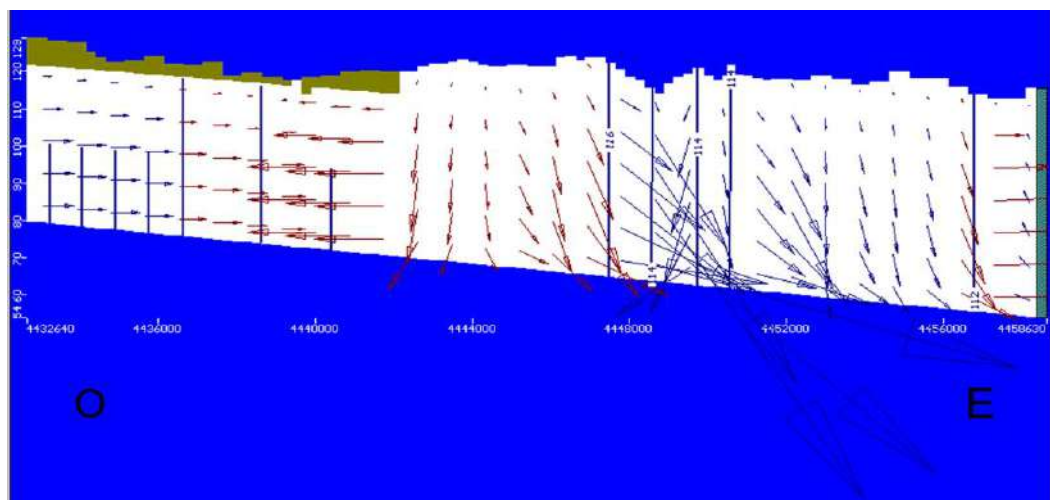


Figura 4.2. Sección (O-E) del mapa simulado del nivel freático y vectores velocidad de flujo en la fila 94, al N de Quemú-Quemú.

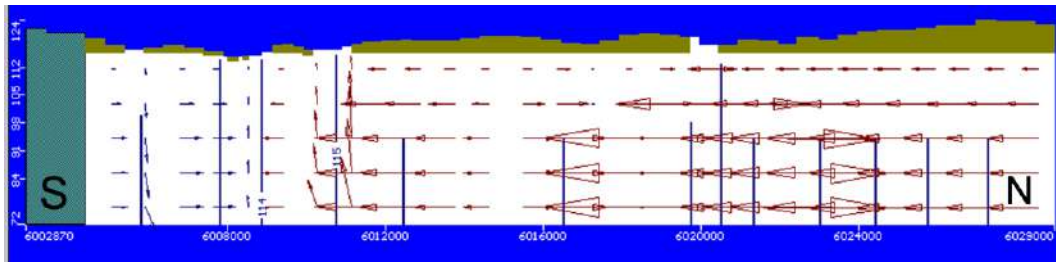


Figura 4.3. Sección (S-N) del mapa simulado del nivel freático y vectores velocidad de flujo en la columna 57. Zona O, de descarga regional.

4.2. PIEZOMETRÍA Y RED DE FLUJO LOCAL

Para determinar la incidencia de los pozos de bombeo sobre el acuífero y debido a que la simulación numérica se realizó en régimen permanente, se simuló con la batería de pozos activa (Figura 4.4.a y 4.4.b) e inactiva (Figura 4.5.c y 4.5.d). Además, se realizó el mismo procedimiento para la descarga de los efluentes domiciliarios en pozos ciegos, activando (Figuras 4.4.a y 4.5.c) y desactivando (Figuras 4.4.b y 4.4.d) la recarga producida por los mismos. Estos escenarios se corresponden con: a) el actual, con la batería de bombeo y efluentes dispuestos en pozos ciegos activados; b) la batería de bombeo activada y el reemplazo de la disposición de efluentes en pozos ciegos por la incorporación de una red cloacal que dispondría los efluentes en otro sitio que no es contemplado en esta simulación; c) la desactivación de la batería de bombeo, reemplazada por la entrada de agua de origen externa al acuífero, como podría ser a futuro la procedente del acueducto del río Colorado y disposición de efluentes domiciliarios en pozos ciegos; y d) incorpora al escenario “c” el reemplazo de la disposición de los efluentes domiciliarios en pozos ciegos por una red cloacal como ya fue mencionado, lo cual equivaldría a un estado de no intervención hidráulica local sobre el acuífero.

Los resultados simulados numéricamente en el área de bombeo y zona urbana, muestran un descenso del nivel freático de aproximadamente 0,25 m en la zona urbana al pasar del escenario “a” al “b”, ocasionado por la evacuación de los efluentes domiciliarios mediante la supuesta red cloacal. Al pasar del escenario “a” al “c”, se logra un ascenso del nivel freático de 0,5 m en el área de bombeo y de 0,25 m en el extremo urbano cercano al mismo, debido al reemplazo de la batería de pozos de explotación por una entrada de agua externa al acuífero. Finalmente, en el paso del escenario “a” al “d”, el nivel freático asciende entre 0,25 m y 0,35 m en el área de bombeo y 0,05 m en la zona urbana más próxima como consecuencia del reemplazo de la batería de pozos de explotación por la entrada de agua externa al acuífero, y desciende 0,20 m en la zona urbana oriental, debido

a la evacuación de los efluentes domiciliarios por la supuesta red cloacal (Tabla 4.1, Figuras 4.4 y 4.5). Estas simulaciones no se pueden comparar con las observaciones realizadas en ensayos de bombeo por la APA, las cuales rondan en descensos del nivel freático de entre 5 m y 11 m, ya que estos descensos son puntuales y dinámicos y fueron medidos dentro de cada pozo con caudales de extracción mayores. Además, para poder establecer una comparación precisa, se tendría que simular con celdas de menor tamaño y en régimen variable, lo que ofrece una limitación a este modelo en el primer caso y escapa al objeto de este trabajo en el segundo.

Como resumen de este análisis, surge como alternativa de mayor seguridad en cuanto a la planificación de obras hidráulicas y prevención de inundaciones, transitar desde el escenario “a” al “d” a través del “b”, priorizando la construcción de la red cloacal antes de la llegada de agua de origen externo al acuífero, como podría ser del acueducto del río Colorado. Robustecen a esta alternativa las experiencias atravesadas en períodos pluviales ricos, donde se observó el afloramiento del nivel freático en el sector SE de la localidad (Schulz, 2010, comunicación oral).

Tabla 4.1. Escenarios del nivel freático en función de la actividad de la batería de pozos de explotación del acuífero y de la descarga de efluentes domiciliarios.

Escenario	Área de Bombeo		Área Urbana			
	BB	ED	Cota Mínima (msnm)	Cota Máxima (msnm)	Cota Mínima (msnm)	Cota Máxima (msnm)
a	A	A	116.25	117.25	115.00	116.75
b	A	D	116.25	117.25	114.75	116.50
c	D	A	116.75	117.75	115.00	117.00
d	D	D	116.50	117.60	114.80	116.80

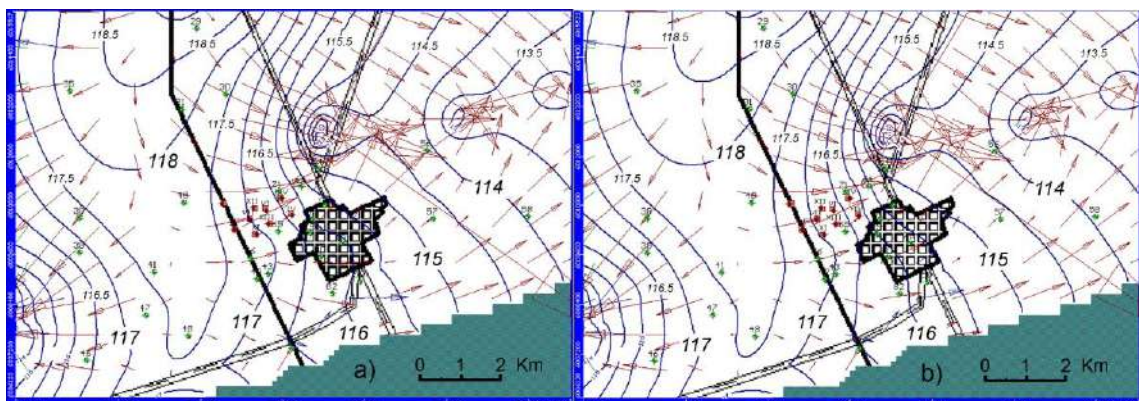


Figura 4.4. Respuesta freaticométrica de la simulación numérica con la batería de bombeo activada y efluentes a) activados, y b) desactivados.

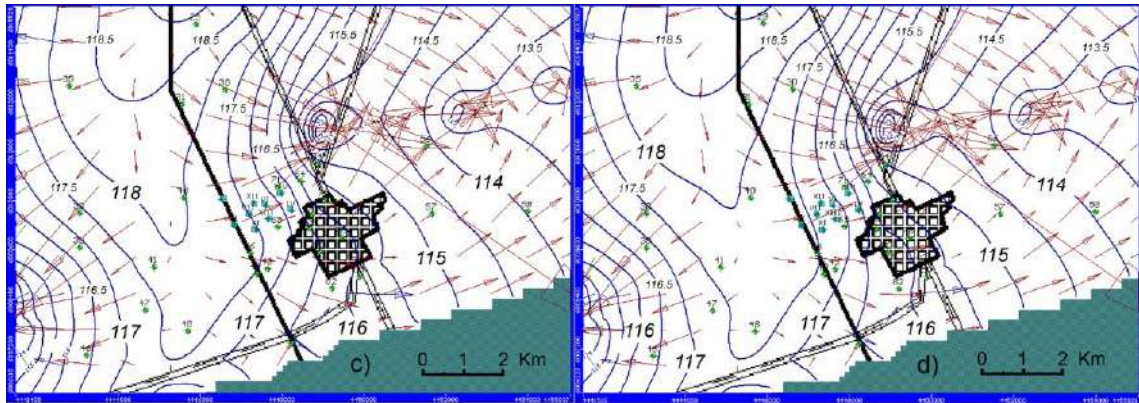


Figura 4.5. Respuesta freaticométrica de la simulación numérica con la batería de bombeo desactivada y efluentes c) activados, y d) desactivados.

4.3. CONSISTENCIA DEL MODELO

En la Tabla 4.2 se detallan los 59 pozos (p) de control con sus niveles observados, simulados y sus respectivos parámetros estadísticos. En los pozos 12, 50, 56, 58, 59, 65, 71, 93 y 96 los niveles observados a campo difieren de los incorporados por el modelo debido a que las grillas de discretización son planos horizontales y toman un valor medio del área correspondiente. Los residuos (R) obtenidos (Ec. 13), corresponden a los niveles incorporados y simulados por MODFLOW y varían entre -0,88 m (p 52) y 1,37 m (p 19), con una media de 0,244 m. El residuo absoluto ($RA = |R|$) máximo es de 1,37 m (p 19) y el mínimo de 0 m (p 95), con una media (RMA) de 0,483 m.

En cuanto a la distribución espacial de los RA, se observaron altos valores ($RA > RMA +$ un desvío estándar ($DE = 0,354$ m)) en los pozos 1, 9, 11, 18, 19, 30, 38, 52 y 54, que se corresponden con zonas topográficamente altas. Contrariamente, bajos valores del RA ($RA < RMA - DE$), fueron observados en los pozos 8, 14, 31, 46, 59, 60, 75 y 80, que corresponden mayormente a las zonas de descarga o pozos cercanos a ellas (Tabla 4.2). Esta diferencia queda evidenciada en la Figura 4.6, donde se visualiza que una gran parte de los puntos que representan niveles ubicados en la capa 1 (zona medanosa) se disponen fuera del intervalo de confianza del 95 %, mientras que todos los niveles freáticos ubicados dentro de la capa 2 (zonas bajas y al O) se disponen dentro de su intervalo. Algunas posibles explicaciones de esta disposición de los residuos pueden ser:

- a) Las zonas de descarga tienen impuesto un nivel fijo o constante basado en observaciones. Esto implica la convergencia de los niveles simulados con los observados, por lo tanto la disminución de los residuos en pozos cercanos.

- b) La topografía utilizada como base en el modelo de flujo es producto de la digitalización de las hojas IGM (1952), construidas con una equidistancia de 1,25 m. Tal situación, implica un error en la asignación de cotas de boca de pozo, que se refleja en la determinación del nivel saturado y que introducen un factor de incertidumbre adicional, principalmente en zonas medanosas y topográficamente altas.

El error cuadrático medio (Ec. 11) determinado fue de 0,597 (m), valor que se considera aceptable para el todo el dominio del modelo. En este caso se entiende que los residuos también los son, por tanto, los valores calculados se alinean en una recta de ajuste con los valores observados (Tabla 4.2, Figura 4.6).

Tabla 4.2. Pozos (p) de control con su respectiva numeración (N°), niveles (N) observados (Obs.) a campo e incorporados por MODFLOW (Mdf), niveles calculados (calc.), residuos, error cuadrático medio y coeficiente de correlación obtenidos mediante la simulación numérica.

P N°	N Obs. Campo (msnm)	N Obs. Mdf (msnm)	N Calc. Mdf (msnm)	Res. Mdf (m)	P N°	N Obs. Campo (msnm)	N Obs. Mdf (msnm)	N Calc. Mdf (msnm)	Res. Mdf (m)
1	117.50	117.50	118.59	1.09	49	115.66	115.66	116.02	0.36
2	118.75	118.75	119.38	0.63	50	115.98	115.82	115.27	-0.55
3	118.80	118.80	119.48	0.68	52	117.80	117.80	116.92	-0.88
5	121.96	121.96	122.05	0.09	54	113.45	113.45	114.50	1.05
6	119.84	119.84	119.60	-0.24	56	112.33	112.98	113.62	0.64
7	114.33	114.33	114.73	0.40	57	114.45	114.45	114.23	-0.22
8	115.85	115.85	115.97	0.12	58	112.74	112.72	113.47	0.75
9	116.73	116.73	117.78	1.05	59	112.64	112.60	112.49	-0.11
11	116.73	116.73	118.03	1.30	60	111.60	111.60	111.59	-0.01
12	119.13	119.09	118.65	-0.44	64	114.80	114.80	115.21	0.41
14	120.22	120.22	120.25	0.03	65	115.46	115.66	116.32	0.66
15	119.60	119.60	119.98	0.38	66	116.21	116.21	116.78	0.57
18	115.00	115.00	116.22	1.22	67	115.19	115.19	115.46	0.27
19	116.66	116.66	118.03	1.37	71	115.92	115.72	115.90	0.18
20	118.73	118.73	118.43	-0.30	75	115.15	115.15	115.12	-0.03
21	114.80	114.80	114.99	0.19	78	115.85	115.85	115.59	-0.26
26	116.83	115.83	116.14	0.31	79	115.20	115.20	115.83	0.63
27	117.41	117.41	117.92	0.51	80	115.75	115.75	115.87	0.12
29	119.07	119.07	118.32	-0.75	82	115.84	115.84	115.69	-0.15
30	116.06	116.06	117.09	1.03	83	112.00	112.00	112.72	0.72
31	117.69	117.69	117.62	-0.07	92	116.00	116.00	116.18	0.18
35	116.90	116.90	117.65	0.75	93	115.80	116.00	116.29	0.29
36	120.67	120.67	120.87	0.20	95	118.18	118.18	118.18	0.00
37	114.75	114.75	114.92	0.17	96	116.27	116.40	116.77	0.37
38	115.75	115.75	116.82	1.07	97	115.70	115.70	115.90	0.20
39	115.95	115.95	116.28	0.33	98	115.00	115.00	114.58	-0.42
40	116.95	116.95	117.27	0.32					
41	117.73	117.73	117.15	-0.58				Residuo Mínimo (m)	0.00
42	117.18	117.18	116.71	-0.47				Residuo Máximo (m)	1.37
43	117.32	117.32	116.58	-0.74				Residuo Medio (m)	0.244
46	116.00	116.00	115.88	-0.12				Res Medio Absoluto (m)	0.483
47	115.99	115.99	116.78	0.79				Error Cuadrático Medio (m)	0.597
48	117.80	117.80	117.09	-0.71				Coefficiente de Correlación	0.965

El coeficiente de correlación (r) (Ec. 12), sirve para comprender la relación que existe entre la varianza explicada por la recta teórica ajustada y la varianza total de la muestra. Esto significa que si todos los puntos de la muestra están alineados, la correlación es perfecta y toda la varianza de la muestra es explicada, con un $r = 1$. Por tanto, el $r = 0,965$ obtenido, significa que existe un muy buen ajuste entre los niveles observados y calculados mediante la simulación numérica (Ver Tabla 4.2, Figura 4.6).

La Figura 4.6 ilustra los niveles observados y simulados en los 59 puntos de control mediante una regresión lineal y detalla resultados estadísticos de interés para la simulación numérica, algunos ya explicados anteriormente y expuestos en la Tabla 4.2. Sobre los resultados aún no expuestos, se puede argumentar que el error estándar de la estimación (SEE) igual a 0,071 m, es la desviación típica de la distribución de los errores, asumiendo una distribución aproximadamente normal de los residuos (Figura 4.7.). El error medio cuadrático normalizado (NRMS) obtenido indica que un valor de 5,759 % de la varianza de los residuos no puede ser explicado por la recta de regresión.

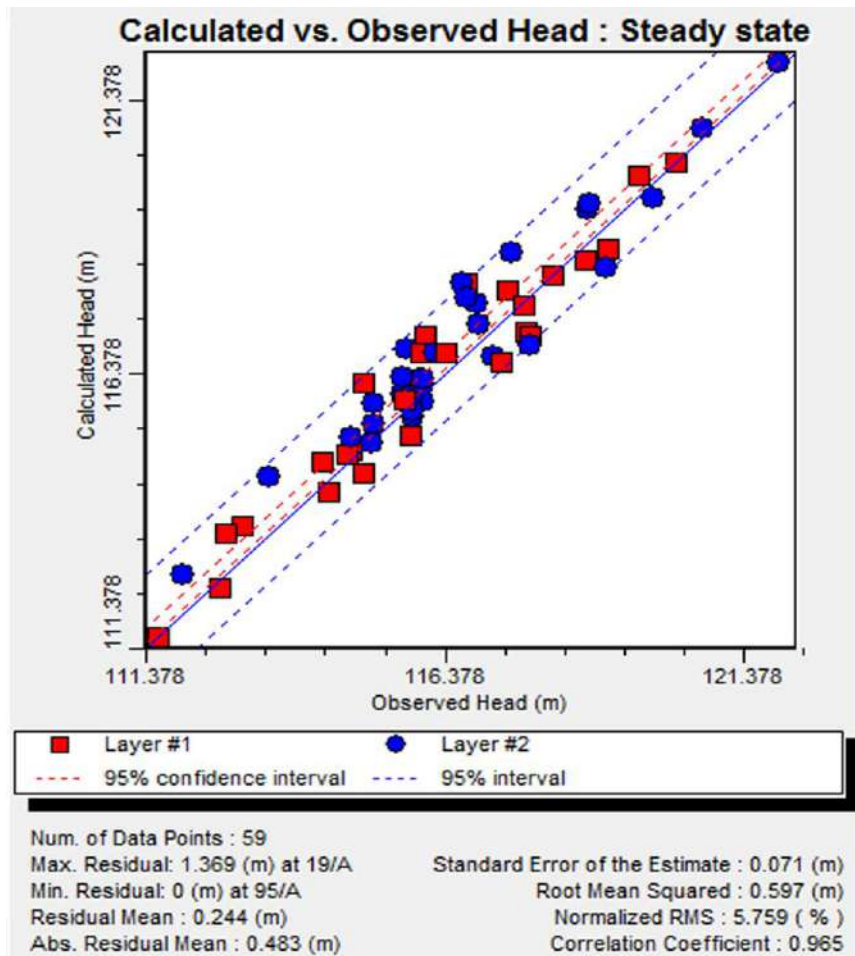


Figura 4.6. Comparación de niveles piezométricos calculados y observados con sus resultados estadísticos.

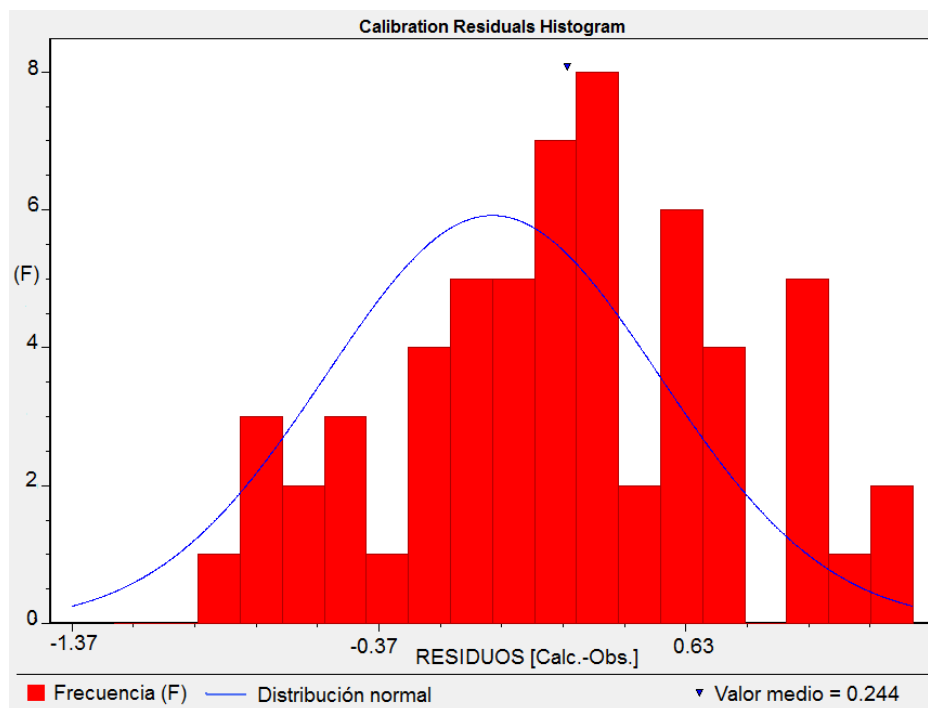


Figura 4.7. Frecuencia y distribución de los residuos (niveles calculados – observados).

4.4. BALANCE DE MASAS

El balance de masas (Figura 4.8.) sostiene que las entradas de agua al acuífero son en un 82,28 % producto de la recarga por lluvia (Recharge), un 15,64 % a través de los bordes laterales (Head Dep Bounds) y un 2,08 % a través de los niveles fijos (Constant Head). Esta última situación se debe a un error producido en la asignación de dichos niveles al generalizar, en varias celdas de la grilla, mediciones realizadas en un punto. Con un aumento en la discretización y puntos de control del nivel freático, este error podría disminuirse al corregirse el gradiente de entrada través de los bordes laterales.

Por otro lado, las salidas del sistema acuífero son del 60,03 % a los niveles fijos en las depresiones y cuerpos lacustres, el 1,83 % es extraído por los pozos de explotación (Wells), el 4,5 % a través de los drenes (Drains), el 30,37 % por evapotranspiración y evaporación directa (ET) y el 3,28 % a través de los bordes laterales. Se considera que la salida por drenes podría ser menor, ya que estos se adaptaron al tamaño de la celda, entre 6 y 8 veces mayor a su ancho real. Las superficies de capas introducidas al modelo, poseen un espaciamiento de 100 m la superior y de 125 m la intermedia e inferior, limitando así el tamaño mínimo de la grilla. Se adoptaron estas dimensiones para evitar la complejización del modelo, ya que se observaron la mayor parte de los drenes sin escurrimientos.

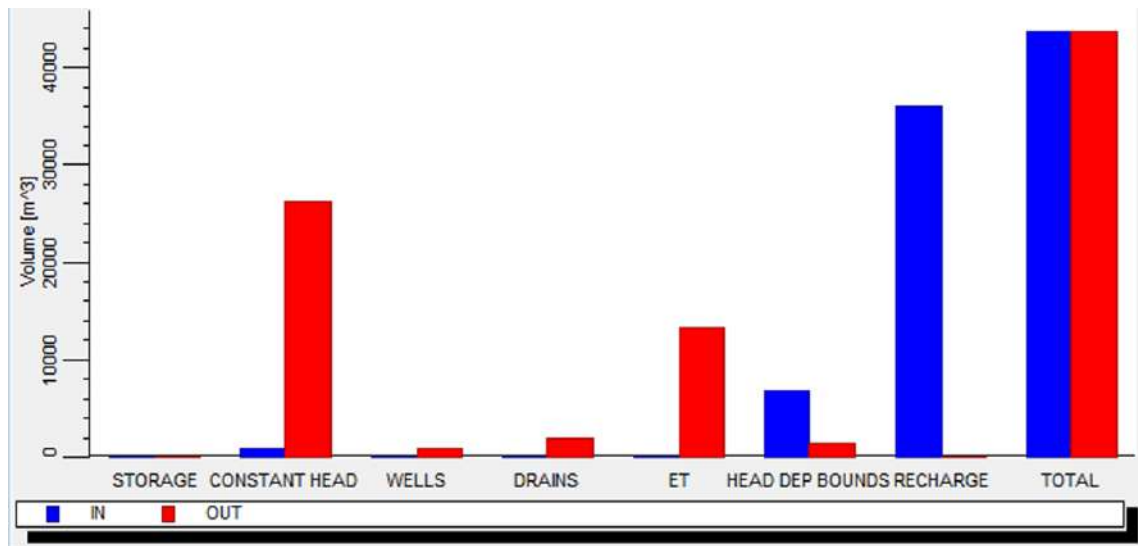


Figura 4.8. Balance de masas de agua del acuífero.

4.5. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

El análisis de sensibilidad, se basó en simular numéricamente las respuestas en la consistencia del modelo ante cambios en la conductividad hidráulica debido a su incertidumbre. Para ello, se efectuaron simulaciones con variaciones en los valores de K en un 25 % (w_i) respecto de los valores obtenidos mediante la calibración, las cuales van desde el 25 % (K) al 175 % (K).

En una sucesión de $\pm 3 K_i$, variables en un 25 % del conjunto de K obtenidos mediante la calibración (100 % K), arrojan diferencias significativas de más de un desvío estándar sobre la media del error cuadrático medio normalizado (NECM), error cuadrático medio (ECM) y residuo medio absoluto (RMA) en forma creciente para $K_i \leq 50\% (K)$ (Figura 4.9). Estas diferencias indican un aumento significativo de los residuos y errores a través de los cuales, los niveles observados y calculados mediante la simulación numérica, disminuyen su correlación y explicación de las estimaciones. Para $50\% (K) < K_i \leq 175\% (K)$ no hay diferencias significativas en la consistencia del modelo en ningún parámetro, sin embargo existe un aumento progresivo de los errores. El presente análisis valida el valor de conductividad hidráulica obtenido por calibración.

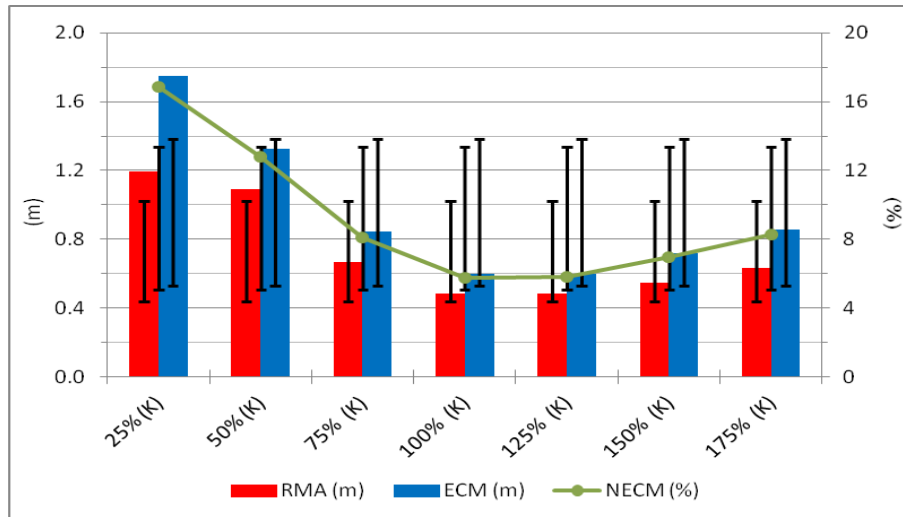


Figura 4.9. Sensibilidad de la consistencia del modelo ante variaciones en la conductividad hidráulica (K). NECM. Normalización del error cuadrático medio; ECM: Error cuadrático medio y RMA: residuo medio absoluto; %: porcentaje; m: metros.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo muestra la aplicación de un modelo numérico en un área de llanura, caracterizada por un bajo gradiente hidráulico y por la interacción entre el agua subterránea y cuerpos lacustres. La simulación numérica del flujo del agua subterránea en régimen estacionario permitió integrar la información hidrogeológica existente, reproducir satisfactoriamente el modelo conceptual planteado y cuantificar los volúmenes asociados a los procesos hidrológicos fundamentales. Tales procesos son la recarga y la interacción entre el agua superficial y subterránea existente en los bajos anegables y líneas de drenaje superficial. De esta forma, se constituye una herramienta de suma utilidad en la gestión de los recursos hídricos.

Los resultados corroboran el rol hidrológico de las formaciones medanosas como áreas de recarga, con flujo radial divergente y el establecimiento de una divisoria de aguas. Así mismo, el desarrollo de zonas de conducción, áreas de descarga regional, como la depresión del SO, y locales, como las diseminadas en la zona oriental.

El balance hídrico del área de estudio, ilustra que la pluviometría domina la dinámica hídrica a través de la recarga que representa un 82 % de la entradas, mientras que el 60 % del volumen almacenado es conducido a las depresiones.

También se pudo cuantificar, aunque en forma simplificada, el efecto del bombeo y la disposición de efluentes en el área urbana y periurbana, lo que aporta información de suma utilidad para la gestión municipal y sirve de base para estudios de mayor detalle.

Se evidencia así, que la construcción del modelo usando un razonamiento inductivo aplicado a la zonificación de la recarga, principal función de entrada al sistema y definida según criterios geomorfológicos y observaciones a campo, y la determinación de la evapotranspiración a partir de cálculos basados en observaciones y mediciones, juntamente con la calibración de la conductividad hidráulica, uno de los parámetros más inciertos dada la falta de información, fue adecuada para representar la dinámica del sistema acuífero en un ambiente de llanura. Dicha estrategia de calibración fue validada a partir de un análisis de sensibilidad, donde se pudo observar que la consistencia del modelo, descripta a partir de parámetros estadísticos, como por ejemplo, el error cuadrático medio disminuye a medida que nos alejamos de los valores de conductividad hidráulica obtenidos. Sin embargo, incertidumbres asociadas a: i) la correcta determinación de los datos de entrada y salida, como por ejemplo, la variabilidad espacial de la recarga y su relación con la geomorfología, y la estimación de la evapotranspiración; ii) la construcción del modelo, como el supuesto de homogeneidad en la definición de las condiciones de borde, y la

representación de la topografía y niveles a partir de las hojas IGM, y iii) la determinación del valor y variación de la conductividad hidráulica para cada la grilla, pueden reducir la capacidad predictiva del modelo.

De acuerdo a las dificultades surgidas durante este trabajo y a los efectos de reducir las incertidumbres planteadas, se recomienda realizar un relevamiento planialtimétrico y batimétrico de detalle para determinar con mayor precisión las cotas de bocas de pozo y topografía en depresiones anegables y monitorear los niveles freáticos y tirantes de agua en cuerpos lacustres.

El presente trabajo constituye una adecuada descripción del funcionamiento del sistema acuífero en el área de estudio y aporta una sólida base para la reproducción de la dinámica hídrica a partir de simulaciones del flujo subterráneo en régimen transitorio.

6. BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Albouy, R., Lafont D. y J. Carrica, 2009.** El acuífero libre del área industrial costera de Bahía Blanca: modelo de flujo de agua subterránea. Actas I (CD, R66): VI Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Santa Rosa, La pampa, Argentina.
- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S. and A. Perrier, 1994.** An update for the calculation of reference evapotranspiration. ICID Bull., 432 (2), 35-92.
- Arigós, E., 1970.** Informe técnico hidrogeológico de la provincia de La Pampa. Comité de Investigación de Aguas Subterráneas, La Plata, 70 p (inédito).
- Arroyo, C., 2005.** Estimación de la recarga en el sector de explotación del acuífero que abastece a la localidad de Quemú Quemú, Provincia de La Pampa. Tesina de grado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UNLPam, 51 p.
- Bellini Saibene, Y., Casagrande, G., Caviglia, J., Colazo, R., Lorda, H., Roberto, Z. y A. Sipowicz, 2002.** Evaluación de pérdidas económicas por efecto de las inundaciones, en el norte de la provincia de la pampa. EEA INTA Anguil “Ing.Agr.Guillermo Covas”.
- Bocanegra, E., Martínez, D., Massone, H., y M. Farenga, 2005.** Modelación numérica preliminar del flujo subterráneo de la cuenca del río Quequén, provincia de Buenos Aires. IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas I: 191-200. Río Cuarto, Córdoba, 25 al 28 de Octubre de 2005. ISBN 950-665-346-1.
- Bonorino, A. G., 1991.** Evaluación de la recarga de agua subterránea en el área de la vertiente occidental de las sierras australes, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg. XLVI (1-2): 93-102.
- Bonorino, A.G. y R. Torrente, 1992.** Balance iónico aplicado al cálculo de la infiltración eficaz en áreas de relieve medanoso. Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 189-194, La Plata.
- Calmels, A.P., 1996.** Bosquejo Geomorfológico de La Provincia de La Pampa. UNLPam. Santa Rosa. 106 p.
- Cano, E., Casagrande, G., Conti, H.A., Fernandez, B., Hevia, R., Lea Plaza, J.C., Maldonado Pinedo, D., Martinez, H., Montes M.A.y C.A. Peña Zubiarte, 1980.** Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa-Clima,

Geomorfología, Suelo y Vegetación. INTA-Gobierno de La Pampa- UNLPam . Santa Rosa. 493 p.

- Carrica J.C. y C. Lexow, 2002.** Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas: 980-988. Mar del Plata. Argentina.
- Casagrande G.A., Vergara G.T. y Y. Bellini, 2006.** Cartas agroclimáticas actuales de temperaturas, heladas y lluvia de la provincia de La Pampa (Argentina). Revista de la Facultad de Agronomía de la UNLPam. 17 (1/2): 15-22.
- Casella S.A., Vezzato S.A.C.I.A.F.I., Obras civiles S.A. y EcoP S.R.L. U.T.E., 2004.** Obras de regulación y control de inundaciones en el Nor-Este de La Pampa-Etapa I (CD). Ministerio de Planificación Federal, inversión Pública y Servicios. Secretaría de Obras Públicas. Subsecretaría de Recursos Hídricos. Plan Federal de Control de Inundaciones. Área pampeana Central, Provincia de La Pampa. Santa Rosa.
- Castro E, 2008.** Analisis Hidrogeológico y Modelo Conceptual del Acuífero de Intendente Alvear, La Pampa. Tesis de Maestría en La UNLPam. 225 p. Santa Rosa. La Pampa.
- Cooperativa de Servicios y Producción de Quemú Quemú.** Información de demanda y producción de agua. www.cosypro.com. (Visitado: 20 mayo 2010).
- Consorcio EIH y ENE-I, 1987.** Estudio Integral para el Saneamiento Urbano y Suburbano de la ciudad de General Pico. Administración Provincial del Agua, Tomo 1, Santa Rosa. (Inédito).
- Consultora A.H. Risiga y Asociados, 1988.** Estudio para ajustar el conocimiento hidrogeológico del acuífero Pico-Dorila y el funcionamiento hidráulico de la batería de pozos que abastecerán al servicio de agua potable de la ciudad de General Pico. Informe Final. Ministerio de Obras y Servicios Públicos, Tomos 1 a 9, Santa Rosa. (Inédito).
- Custodio, E. y M.R. Llamas, 1983.** Hidrología subterránea, Ediciones Omega, Volumen 1 y 2, Barcelona, 2359 p.
- Devore, R.A., 2001.** Probabilidad y estadística para ingeniería y ciencias. Thompson Learning. México. 762 p.
- De Salvo, O., Ceci M. y A. Dillon 1969.** Caracteres geológicos de los depósitos eólicos del Pleistoceno superior de Junín (provincia de Buenos Aires). VI Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I: 269-292, Buenos Aires.

- Dirección General de Estadísticas y Censos del Gobierno de La Pampa.** Estadísticas de Población y Demografía, Censo 2001. www.estadisticalapampa.gov.ar (Visitado: 20 Mayo 2010).
- Dornes, P.F. y J.C. Schulz, 2001.** Determinación de la recarga en la región de La Pampa central, Argentina. En A. Medina, J. Carrera y L. Vives (Eds.): Serie Hidrogeoquímica y Aguas Subterráneas, Tomo I, 614-622, Inst. Tecnológico Geominero, Madrid.
- Edmunds, E. y C. Gaye, 1994.** Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *J Hydrol*, 156: 47-59.
- Eriksson, E. y V. Khunakasem, 1969.** Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, 7:178-197.
- Escuder, R., Fraile J., Jordana S., Ribera F., Sánchez-Vila, X., y E. Vázquez-Suñé, 2009.** Hidrogeología, conceptos básicos de hidrología subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona. 768 p.
- Fernández, R., 2007.** Efecto de la cobertura del suelo durante el barbecho para cultivos estivales en la región semiárida pampeana. Tesis de maestría en ciencias agrarias. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 72 p.
- Folguera A. y M. Zárate, 2009.** La sedimentación Neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692 - 712
- Frenguelli, J., 1955.** Loess y limos pampeanos. Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Serie Técnica y Didáctica N° 7, 88 p, La Plata.
- Giai, S.B., 1975.** Plan de investigación de aguas subterráneas. Dirección de Aguas Subterráneas, 40 p, Santa Rosa (inédito).
- Giai, S.B., 1986.** Morfología de la superficie freática de la provincia de La Pampa. III Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas: 73-82, Santa Rosa.
- Gatto Cáceres, R. y P. Dornes, 1996.** Precipitaciones Pluviales en la Provincia de La Pampa. Aporte a su distribución espacial. XVI Congreso Nacional del Agua. Trabajo N 136. Del 19 al 22 de Noviembre. San Martín de los Andes, Neuquén.
- Giai, C.B. y R.O. Gatto Cáceres, 1996.** Ajuste de un modelo para registros freáticos mensuales en General Pico-La Pampa. IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Acta 2: 221-227, La Plata.

- Giai, S.B., y J.O. Tullio, 1998.** Características de los principales acuíferos de la provincia de La Pampa. Asociación de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, Revista, 12:51-68.
- Giai, S.B. y M.A. Hernández, 1999.** Aproximación de la curva recarga-precipitación en zonas medanosas. En TINEO, A. (ed.), Hidrología Subterránea. Serie de Correlación Geológica 13: 353-360.
- Giai, S.B., 2001.** Situación al 12/11/01 de los niveles freáticos de Quemú Quemú, Provincia de La Pampa, Administración Provincial del Agua, Santa Rosa (inédito).
- Goin, F., I.C. Montalvo y G. Visconti, 2000.** Los marsupiales (Mammalia) del Mioceno superior de la Formación Cerro Azul (provincia de La Pampa, Argentina). Estudios Geológicos, No. 56(1-2), p 101-126.
- Gonzalez Bonorino, F., 1965.** Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Asociación Geológica Argentina, Revista, XX (1): 67-148.
- Irigoyen, M., 1975.** Geología del subsuelo y plataforma continental. VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-168, Buenos Aires.
- Iriondo, M., 1993.** El Mar de Arena Pampeano. Museo Provincial de Ciencias Antropológicas, Informe interno PID-CONICET, Santa Fe (inédito).
- Irribarra, M.A., 2006.** Caracterización geoambiental en el área de Quemú Quemú con énfasis en los recursos hídricos. Tesina de grado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UNLPam, 59 p.
- Jensen, R., Marazzi, M., Savioli, J., Brea J. y H. Tavecchio, 2000.** Diagnóstico de inundación en la región noreste de la provincia de La Pampa, Argentina. Gobierno de la Provincia de La Pampa.
- Linares, E., Llambías E.J. y C.O. Latorre, 1980.** Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asociación Geológica Argentina, Revista XXXV: 87-146.
- Llambías, E.J., 1975.** Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de La Pampa, Santa Rosa (inédito).
- Lorda, H., Bellini Saibene, Y.; Spowicz, A.; Colazo, R.; Roberto, Z.; Sarasola, J. y P. Lucchetti, 2001.** Resultados de la Encuesta Agrícola 1999. I. Región Pampeana del Proyecto RADAR. Boletín de Divulgación Técnica N° 1. Imprenta de la EEA INTA Anguil, Área de Apoyo Técnico. 50 pp.

- Malagnino E., 1988.** Evolución del sistema fluvial de la Provincia de Buenos Aires Desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Segundas Jornadas Geológicas Bonarenses. ACTAS. Bahía Blanca.
- Malán, J.M., 1980.** Resumen sobre los principales aspectos geohidrológicos en el área Pico- Dorila y sus adyacencias, con determinación de las posibilidades de explotación de sus acuíferos para el abastecimiento de agua potable a la ciudad de General Pico. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa (Inédito).
- Malán, J.M., 1983.** “Estudio hidrogeológico para el abastecimiento de agua potable a la localidad de General Pico, departamento Maracó, provincia de La Pampa. Informe Preliminar”. Coloquio de Hidrología de Grandes Llanuras, Actas III: 1449-1457, Olavarría.
- Malán, J.M., 1995.** Estudios hidrogeológicos en el área Trilí – La Puma. Resultados y propuestas de ampliación. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa.
- Malán, J.M. y C. Miglianelli, 1982.** Informe preliminar sobre las principales características geohidrológicas del acuífero Trilí y sus posibilidades de explotación. Administración provincial del Agua, Dirección de Recursos Hídricos, Santa Rosa .
- Malán, J.M. y C.J. Schulz, 1986.** Informe sobre cuatro pozos de explotación en Quemú Quemú. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, (inédito).
- Malán, J.M. y C.J. Schulz, 1988.** Estudio hidrogeológico para la provisión de agua potable a Quemú–Quemú, La Pampa. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas: 567-578, Bahía Blanca.
- Malán, J.M., Mariño, E. y G. Casagrande, 1993.** Aplicación de distintos métodos para la estimación de la infiltración eficaz en áreas medanosas. V Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas II:51-54, Santa Rosa.
- Malán, J.M., Pires, M., y A. Bartel, 1996.** Contribución al conocimiento geohidrológico de la hoja La Puma 3563-32-2. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas: 405-408, Santa Rosa.
- Malán, J.M., Mariño, E. y G. Casagrande, 1997.** Estimación de la infiltración eficaz en dos sectores del acuífero Santa Rosa-Anguil, provincia de La Pampa. I Congreso Nacional de Hidrogeología, Actas: 153-163, Bahía Blanca.
- Mariño, E.E. y A.G. Bonorino, 1996.** Estimación de la recarga en un acuífero en ambiente medanoso a partir de mediciones periódicas del nivel freático. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV: 405-408. Buenos Aires.

- Mariño, E.E., 2003.** Sistema hidrogeoquímico de un acuífero libre en ambiente medanoso en el área General Pico-Dorila, provincia de La Pampa. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 142 p.
- Mariño, E.E., 2004.** La interpretación hidroquímica como herramienta en la estimación de la recarga del acuífero de General Pico, La Pampa, Argentina. Cuadernos del CURIHAM, 10:57-63.
- Mariño, E.E. y M.G. Dalmaso, 2003.** Análisis de la información básica para la gestión del acuífero que abastece a General Pico, La Pampa, Argentina. Memorias del III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano – Latinoamericano sobre temas actuales en hidrología subterránea, Tomo 1: 209-218, Rosario.
- Mc Donald G. and A. Harbaugh, 1988.** A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. USG Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, chapter A1.
- Miglianelli, C.H., 1982.** Informe sobre perforaciones de exploración realizadas para mejorar el servicio de agua potable a Miguel Cané. Administración Provincial del Agua, Dirección de Recursos Hídricos, Santa Rosa, (Inédito).
- Olin, M.H.E., 1995.** Estimation of base level from an aquifer from recession rates of groundwater levels. Hydrogeology journal, 3 (2): 40-51.
- Oppezzo, C., 1997.** Estudios y proyectos del acueducto del río Colorado. Segunda etapa. Anteproyecto preliminar y estudio de factibilidad. Comisión Técnica Acueducto Río Colorado, Tomo I, 256 p.
- Quiroz Londoño, O.M., Martínez, D., Massone, H., y Ferrante, A., 2009.** Modelación matemática del flujo subterráneo en un sector de la llanura interserrana bonaerense, provincia de Buenos Aires. V Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas I, CD, trabajo R175: 10 p. Santa Rosa, La Pampa, 24 al 28 de Agosto de 2009.
- Rimoldi, H.D. y D.G. Silva Nieto, 1999.** Mapa geológico de la provincia de La Pampa-República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Rodríguez, M.N.N., 2009.** Incidencia del ciclo climático y uso de la tierra en un análisis de riesgo y vulnerabilidad de acuíferos en la Planicie Medanosa de La Pampa, Argentina. III Encuentro de Estudiantes de Recursos Naturales. Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Rodríguez, M. N. N., Dornes, P. F., Schulz, C. J. y M. G. Castro, 2011.** Simulación numérica preliminar de flujo de agua subterránea en un sector aledaño a Quemú-

- Quemú, La Pampa.VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Actas I, p: 38-45. Salta. ISBN: 978-987-23936-8-7.
- Ruiz, E.J., 1976.** Estudios de fuentes de Miguel Cané. Dirección general del S.A.P.S.A Ministerio de obras Públicas de La Pampa. Santa Rosa (Inédito).
- Salso, J., 1966.** La cuenca de Macachín, provincia de La Pampa. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXI (2): 107-117.
- Schöeller, H.J., 1962.** Les eaux souterraines. Ed. Masson, 642 p, Paris.
- Schulz, C.J., 1997.** Plan de optimización del servicio de agua potable. 1 parte: Evaluación de Recurso. Informe interno COSYPRO. Quemú Quemú (Inédito).
- Schulz, C.J., 1999.** Apuntes de Hidrología Ambiental. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Primera edición.
- Schulz, C.J., G. Bonorino, L. Vives, y P. Dornes, 1997.** Estudio de planificación y gestión de los recursos hídricos del Valle Argentino, provincia de La Pampa. I Congreso Nac. De Hidrogeología, Bahía Blanca, BsAs. P: 403-414.
- Schulz, C.J., Castro, E.C. y P. Dornes, 1999.** El agua subterránea como factor de desarrollo económico y social en La Pampa. Experiencias cooperativas. En: series de Correl. Geológica, Hidrol. Subt. Inst. Miguel Lillo. U.N.T.-CO.N.I.CE.T. San Miguel de Tucumán, Tucumán. Nro 13, p: 509-517. ISSN: 1666-9479.
- Schulz, C., Vives, L., Rodríguez, M., Scioli, C. y L. Wisner, 2010.** Simulación matemática del flujo de agua subterránea en un sector ubicado al Este de la ciudad de General Acha, La Pampa. Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA)-Gobierno de La Pampa. 101 pp.
- Stappenbeck, R., 1926.** Geologies and grundwasserkunde der Pampa. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 512 p, Stuttgart.
- Sturzenegger, A., Charreau, E.H. y O.A. Vardé, 2010.** La cuestión del agua. Academias nacionales de ciencias económicas, ciencias exactas, físicas y naturales e ingeniería. Buenos Aires. 128 p.
- Teruggi, M.E., 1957.** The nature and origin of the Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology, 27(3):322-332.
- Thorntwaite, C.W., 1948.** An approach toward a rational clasiffication of climate. Geographical Review 38 (1): 55-94
- Thorntwaite, C.W. y J.R. Mather, 1955.** The water balance. Drexel Institute of Technology. Publications in Climatology, VIII(1):104 p, New Jersey.

- Tullio, J., 1996.** Perforación en el Club Deportivo Argentino. Quemú Quemú. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa (inédito).
- Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), 2001.** Evaluación de impacto ambiental de las obras previstas para mitigar las inundaciones en el noreste de la provincia de La Pampa. Unidad Ejecutora de EIA, Universidad Nacional de La Pampa, 121 p.
- Varni, M. 2004.** Determinación de la variación espacial de la recarga en la cuenca del Arroyo del Azul mediante el método de balance de masa del ión cloruro. En: Cuaderno de CURIHAM, 10: 1-15.
- Varni, M. 2005.** Evaluación de la recarga al acuífero del azul: valores medios y variaciones temporal y espacial. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario.
- Varni, M., Rivas, R., Weinzettel, P., Usunoff, E. y D. Arias, 1996.** Estimación de la recarga por el método del balance de cloruro en la zona intermedia de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas:245-253, Santa Rosa.
- Vergara G.T. y G.A. Casagrande, 2002.** Estadísticas agroclimáticas de la facultad de agronomía, Santa Rosa, La Pampa, Argentina. Revista de la Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de La Pampa. 13 (1):1-75.
- Viglizzo E.F., Jobb'agy, E.G., Carreño, L., Frank, F.C., Aragón, R., De Oro, L., and V. Salvador, 2009.** The dynamics of cultivation and floods in arable lands of Central Argentina. Hydrology and Earth System Sciences. Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union: 491-502.
- Visconti, G., Montalvo, C.I., Cardonatto, M.C. y L.A. Pugener, 1996.** Análisis sedimentológico e interpretación paleoambiental de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío) en el valle Argentino, provincia de La Pampa. IV Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Comunicaciones: 86-88, Santa Rosa.
- Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2003.** Visual MODFLOW V.3.1.0.85. Waterloo, Ontario, Canadá.

7. ANEXOS

7.1. ANEXO I

Tabla A1. Concentración del ión cloruro [Cl⁻] en agua de precipitaciones pluviales.....63

Tabla A2. Sitios de muestreo de agua subterránea con sus valores respectivos de [Cl⁻], potencial de hidrógeno (pH), conductividad eléctrica y recarga estimada.....64

Figura A1. Ubicación de sitios de muestreo de agua subterránea para la determinación de [Cl⁻] en áreas de recarga, áreas de conducción y para establecer la distribución espacial de la recarga.....65

Tabla A1. Concentración del ión cloruro ([Cl⁻]) en agua de precipitaciones (P) ocurridas en Quemú-Quemú. ppm: partes por millón; mm: milímetros; M: muestra; D: depósito; B: bidón; mñ: mañana; td: tarde.

N° M	Fecha	[Cl ⁻] (ppm)	P (mm)	N° M	Fecha	[Cl ⁻] (ppm)	P (mm)
12238	18-21/12/08	0.50	70	17	26/12/2009	3.00	12
12314	01/12/2008	0.16	14	18	28/12/2009	3.00	90
12315	01/01/2009	0.50	12	19	01/01/2010	4.00	5
12239	17/01/2009	0.40	10	20	06/01/2010	2.50	18
12240	25/01/2009	0.50	15	21	10/01/2010	5.00	7
12316	01/02/2009	0.24		22	12/01/2010	3.00	33
12237	04/02/2009	1.00		23	01/02/2010	3.00	15
12241	05/02/2009	0.90	14	24	03/02/2010	3.00	11
12242	20/02/2009	1.40	30	25	03/09/2010 mñ	0.09	10
12317	DB N° 2	0.16		26	03/09/2010 td	1.70	10
12318	D N° 2	0.07		27	08/11/2010	0.66	2
1	7-8 /09/09	4.20	5	28	22/11/2010	0.49	2
2	16-18/09/09	3.00	27	29	25/11/2010	0.47	3
3	22/09/2009	3.00	5	30	27/11/2010	0.26	2
4	27/09/2009	2.50	12	31	02/12/2010	0.78	16
5	05/10/2009	3.00	3	32	21/12/2010	0.73	15
6	17/10/2009	3.00	2	33	29/12/2010	0.95	5
7	19/10/2009	3.00	10	34	5-8/01/2011	1.49	75
8	21/10/2009	5.00	2	35	14/01/2011	0.72	6
9	2-3/11/2009	3.00	12	36	16/01/2011	0.53	65
10	15/11/2009	3.50	15	37	19/01/2011	1.04	10
11	17/11/2009	3.50	25	38	31/01/2011	0.78	20
12	25/11/2009	3.00	24	39	07/02/2011	1.30	5
13	29/11/2009	3.00	23	40	13/02/2011	0.29	1
14	05/12/2009	2.00	18	41	24/02/2011	1.40	2
15	14/12/2009	5.00	9	TOTAL M	Promedio	1.898	
16	19/12/2009	3.00	10	52	Desv. Est.	1.45	

Tabla A2. Sitios de muestreo de agua subterránea con sus valores respectivos de $[Cl]^-$, potencial hidrógeno (pH), conductividad eléctrica (C.E.) y recarga estimada (R). (*): Malán y Miglianelli, 1982. Estos valores fueron desechados para calcular lámina de recarga de agua de lluvia al acuífero, pero se utilizaron para la determinación su distribución espacial.

Sitios; Prof. Muestra (m)	Cl-as	Cl-P/Cl-as	R (%P)	R (mm)		C.E. ($\mu S \cdot cm^{-1}$)	pH
				P=600 mm			
13* (24-30m)	40.0	0.047	4.7	28.5		578	8.4
14 (6-8m)	114.1	0.017	1.7	10.0		1454	7.9
15 (6-8 m)	73.3	0.026	2.6	15.5		1600	8.6
16* (21.5-28m)	12.0	0.158	15.8	94.9		270	8.5
17* (20.5-27m)	20.0	0.095	9.5	56.9		595	8.6
18* (19-25m)	32.0	0.059	5.9	35.6		370	7.5
19 (18-24m)	48.4	0.039	3.9	23.6		1010	7.9
20 (18-24m)	289.3	0.007	0.7	3.9		1983	8.0
21* (21-27m; 38-45)m	8.0	0.237	23.7	142.4		270	7.4
22 (6-8m)	55.6	0.034	3.4	20.5		801	8.0
23 (12-18m)	66.8	0.028	2.8	17.1		2890	9.2
24 (6-8m)						5590	8.7
25 (12-18m)						7530	7.7
26 (6-8m)						4320	7.5
27 (12-18m)						5500	7.6
28 (6-8m)						9150	7.5
29 (6-8m)						2850	7.6

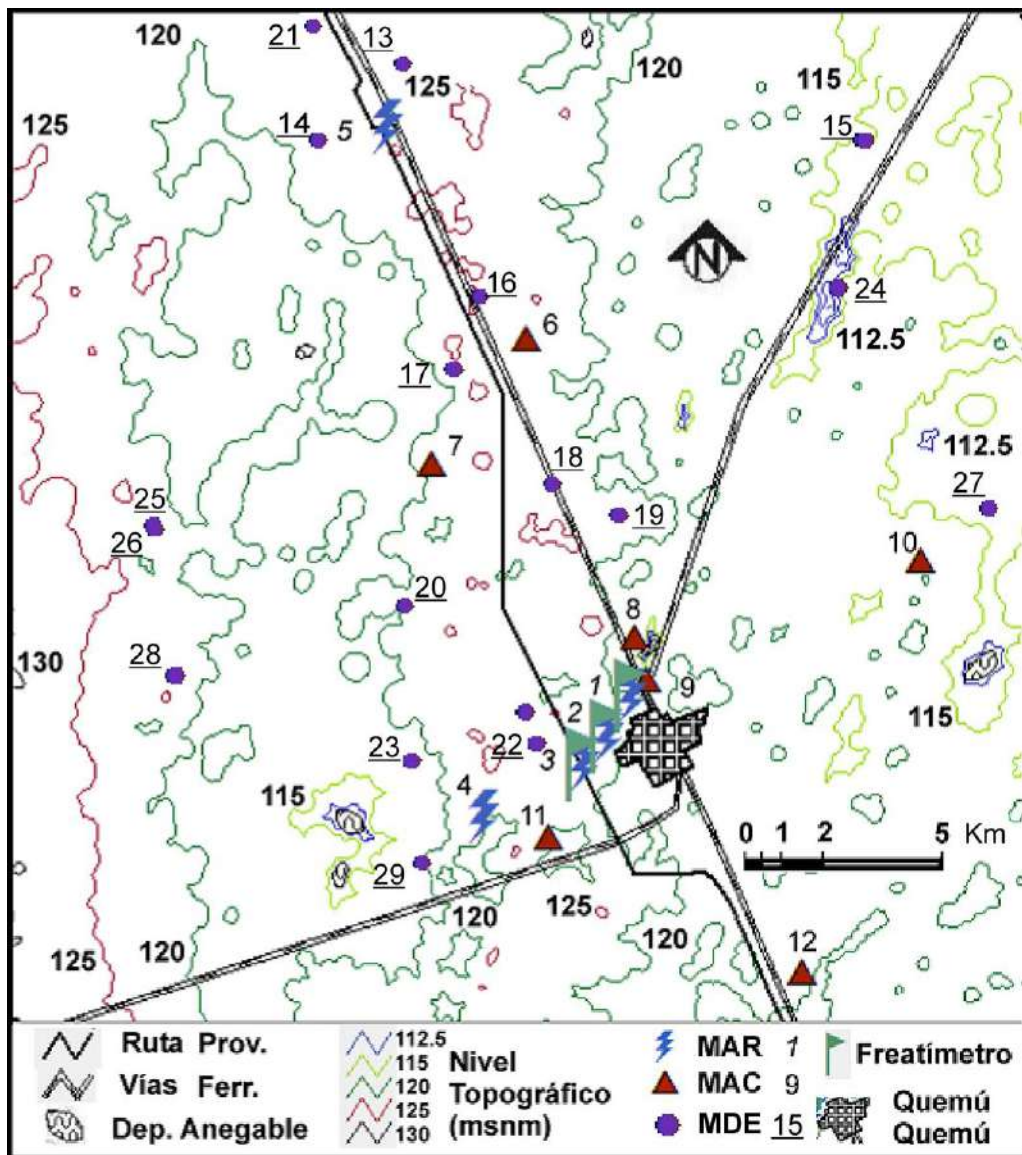


Figura A1. Ubicación de sitios de muestreo de agua subterránea (M) para la determinación de $[Cl]^-$ en áreas de recarga (AR), áreas de conducción (AC) y para establecer la distribución espacial (DE) de la recarga.

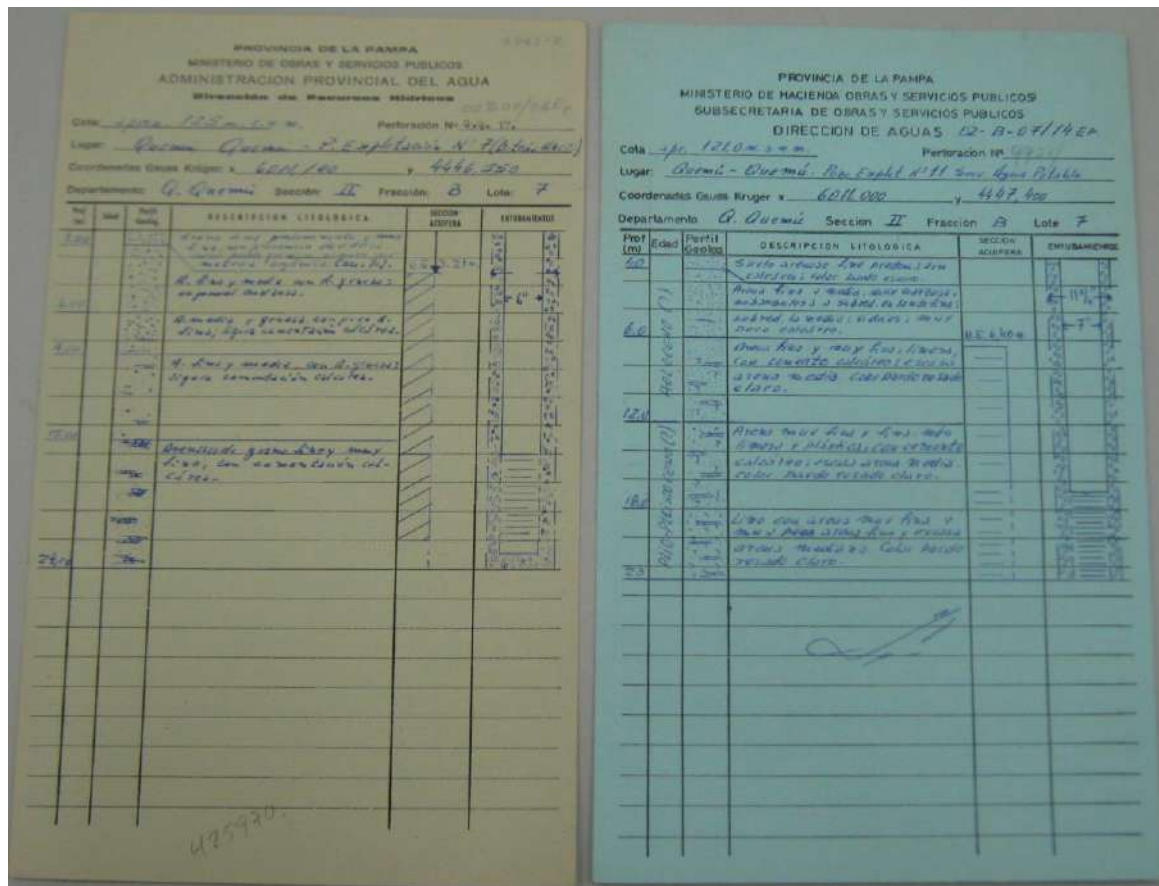


Figura A5. Fichas de pozos de Quemú-Quemú, ubicado en el centro S del área de estudio.

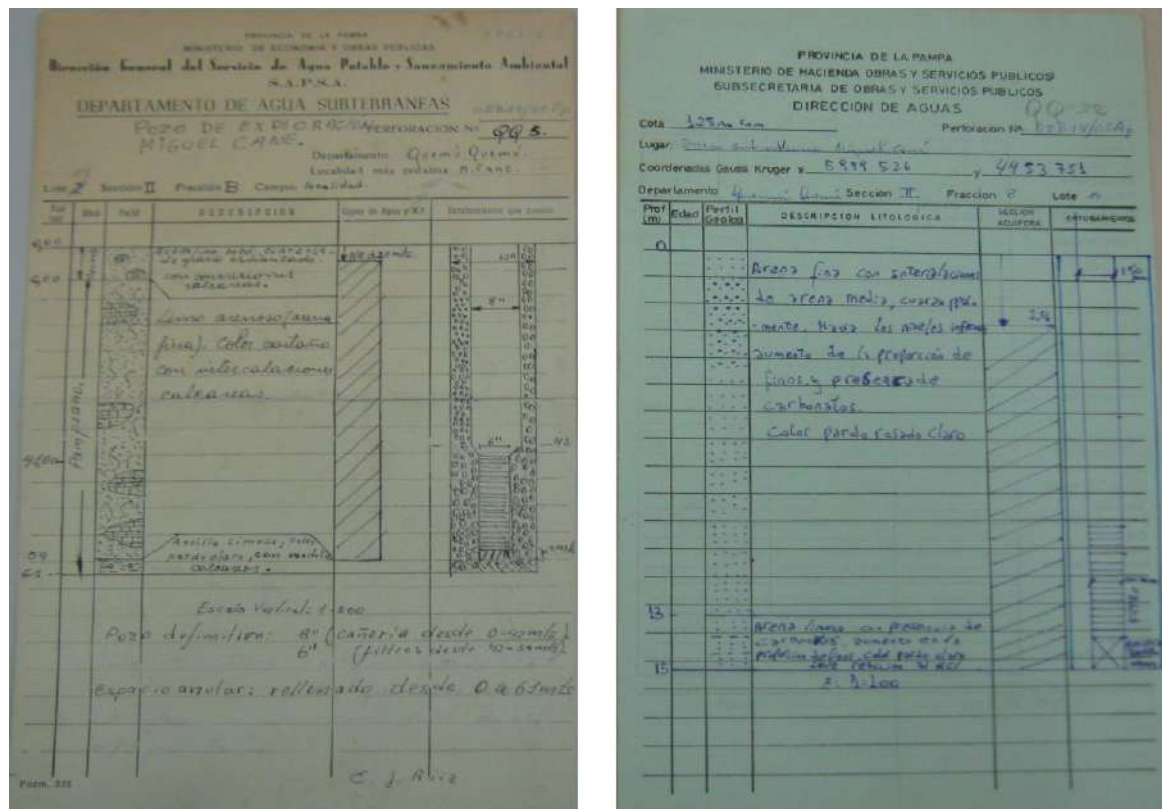


Figura A6. Fichas de pozos de Miguel Cané, 4 Km al S del borde S del área de estudio.

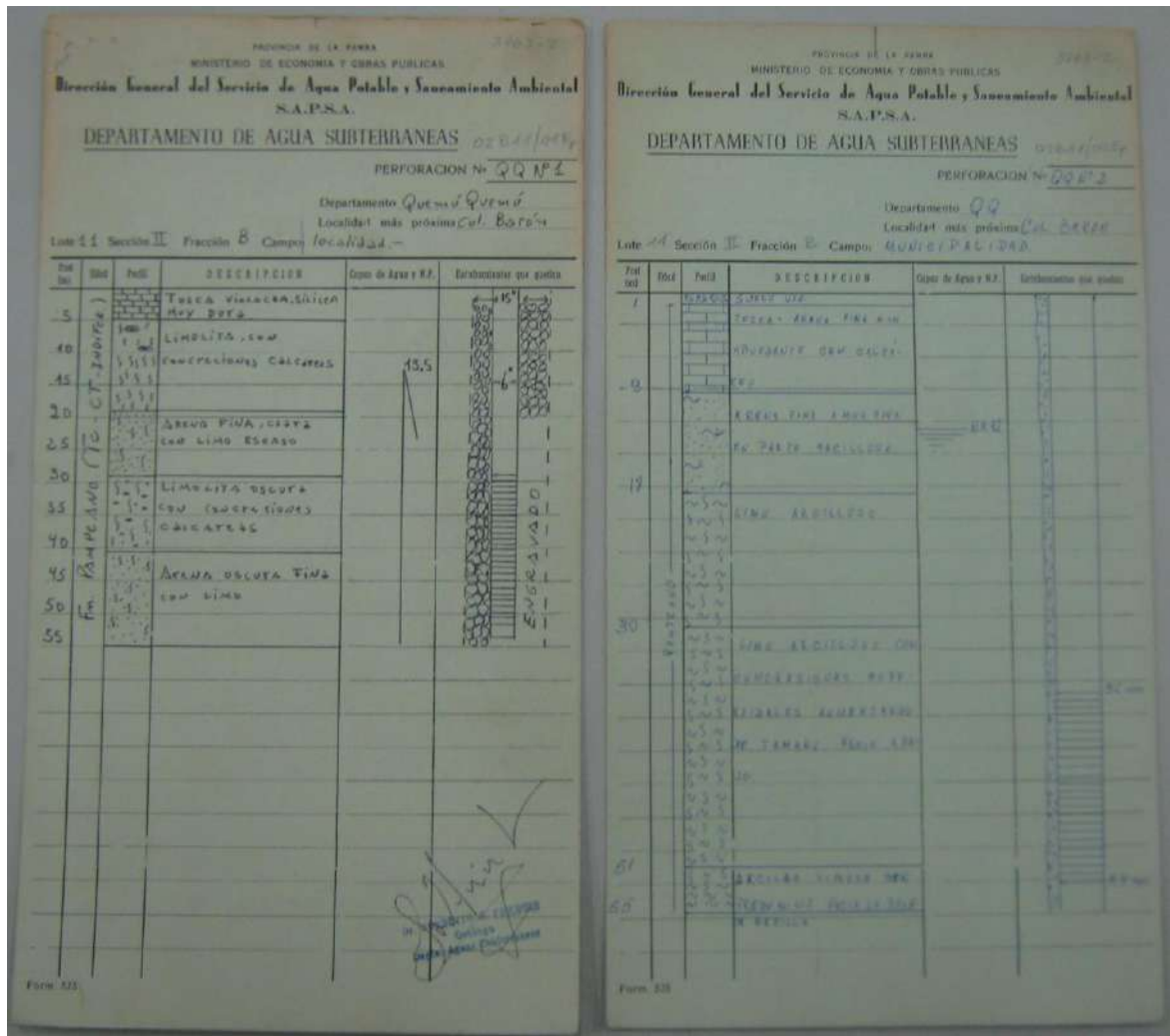


Figura A7. Fichas de pozos de Colonia Barón, 11 Km al SO del borde SO del área de estudio.

7.3. ANEXO III

Figura A8. Grupo de trabajo, colaboradores y el sistema en estudio.....70
Figura A9. Diferentes accesos para medir el nivel freático.....71
Figura A10. Toma de muestras de agua y sedimento.....71
Figura A11. Efecto de la canalización sobre el anegamiento en zona urbana y rural..72
Figura A12. Alternativas de uso de la tierra en función del nivel piezométrico, la disponibilidad y calidad del agua.....72



Figura A8. Grupo de trabajo, colaboradores y el sistema en estudio.



Figura A9. Diferentes sondeos de medición del nivel freático.



Figura A10. Toma de muestras de agua y sedimento.



Figura A11. Efecto de la canalización sobre el anegamiento en zona urbana y rural.



Figura A12. Alternativas de uso de la tierra en función del nivel piezométrico, disponibilidad y calidad del agua.