

MODELACIÓN REGIONAL DEL SISTEMA ACUÍFERO GUARANÍ

Andrea A. Gómez^a, Luis S. Vives^b y Leticia B. Rodríguez^a

^a *Centro de Estudios Hidro-ambientales, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, CC 217, 3000 Santa Fe, Argentina, aagomez@fich1.unl.edu.ar
<http://www.unl.edu.ar/ceneha/>*

^b *Instituto de Hidrología de Llanuras, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Italia 780, B7300 Azul, Provincia de Buenos Aires, Argentina, <http://www.ihlla.org.ar>*

Palabras claves: Sistema Acuífero Guaraní, modelación numérica, modelo regional.

Resumen. El Sistema Acuífero Guaraní (SAG), con un poco más de 1.200.000 de km² de extensión, constituye uno de los acuíferos transfronterizos más relevantes de la región y del mundo. En sistemas de tal envergadura los modelos numéricos son herramientas claves para entender el funcionamiento hidráulico del acuífero, así como para la gestión sustentable del recurso hídrico subterráneo. El flujo subterráneo del SAG fue simulado mediante el código TRANSIN, un modelo que resuelve las ecuaciones del flujo de agua subterránea y el transporte de solutos por medio de los elementos finitos (EF) y que cuenta con un potente algoritmo de estimación automática de parámetros para la resolución del Problema Inverso, que consiste en estimar los parámetros del modelo a partir de medidas de la variable de estado y de información previa del valor de los parámetros. Este “pre-modelo” se ejecutó mediante una malla bidimensional de elementos finitos que cubrió el 75 % del área total del SAG, donde se representaron las diferentes zonas de transmisividad/permeabilidad, recarga/descarga, explotación y condiciones de borde, permitiendo reproducir cualitativamente los niveles piezométricos calculados a partir de la escasa información de campo disponible. Los resultados del modelo son coherentes con la información previa y reproducen cualitativamente las isopiezas observadas. Posteriormente, el modelo se utilizó para el estudio de escenarios futuros de extracciones en la región del Estado de São Paulo, Brasil, en especial en la zona de Ribeirão Preto, donde actualmente se registran las mayores demandas de agua. Este análisis muestra, en primer lugar, que la demanda supera la recarga, lo que produciría localmente una situación conocida como sobreexplotación. Sin embargo, si se compara el volumen de agua almacenado en el SAG con los volúmenes a extraer, aparentemente no existiría déficit. De todas maneras, se enfatiza la necesidad de reducir las incertidumbres del pre-modelo para aumentar la garantía de sustentabilidad de dichas explotaciones.

1. INTRODUCCION

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG), situado entre los paralelos 16° y 32° de latitud Sur y los meridianos 47° y 56° de longitud Oeste (Figura 1), tiene una superficie aproximada de 1.200.000 km², y se extiende por los territorios de Brasil (840.000 km²), Argentina (225.500 km²), Paraguay (71.700 km²) y Uruguay (58.500 km²). Con una población de unos 20 millones de habitantes, el acuífero es explotado cada vez con mayor intensidad y constituye la principal fuente de suministro de agua potable para abastecimiento urbano, industrial y agrícola.

El SAG se encuentra confinado (o a presión) en un 90% de su superficie, mientras que el 10% restante tiene características de acuífero libre (en contacto con la atmósfera) constituyendo su principal área de recarga directa (Figura 1). Está formado por areniscas rojas finas a medianas cuarzosas, con granos bien seleccionados y presenta un creciente contenido de arcillas a medida que aumenta la profundidad (Lavina, 1991). El espesor del acuífero varía desde unas decenas de metros hasta más de 800 m y la profundidad a la que se encuentra varía desde la zona de afloramiento hasta más de 2.200 m en el centro del área. En gran parte de su extensión, el SAG está cubierto por rocas basálticas que conforman la Formación Serra Geral. Esta formación posee cierta fracturación que, dependiendo de su grado de desarrollo, le confiere un comportamiento de acuícludo o acuitardo (formaciones que contienen agua pero que no la liberan o la transmiten muy lentamente, respectivamente). En el norte del territorio brasilero, la Formación Serra Geral se encuentra confinada por la Formación Bauru. En la misma zona, la Formación Piramboia es la base del acuífero.

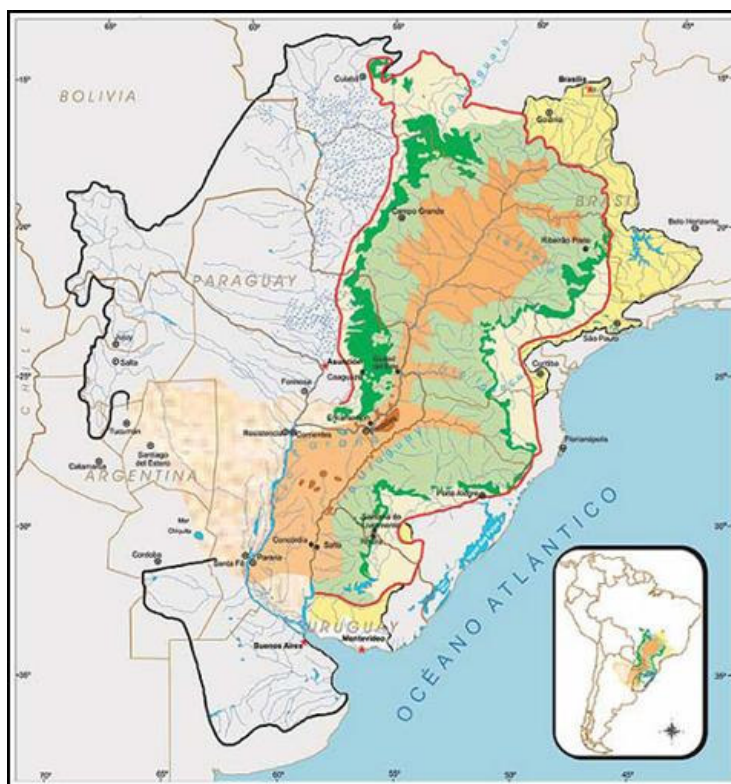


Figura 1: Mapa esquemático del Sistema Acuífero Guaraní. Las áreas color verde oscuro constituyen las zonas de afloramiento, mientras que el resto es área de confinamiento. La zona naranja es donde el nivel piezométrico está por encima del nivel del terreno. Fuente: www.sg-guarani.org.

La calidad del agua es muy variable regionalmente. Las aguas del acuífero en las áreas donde recibe aporte directo de agua de lluvia (recarga directa), presentan temperaturas comprendidas entre 22 °C y 27°C, pH entre 5,4 y 9,2 y salinidad inferior a 50 mg/l. En el área de características confinadas, la temperatura varía entre 22 °C y 70 °C, el pH entre 6,3 y 9,8, y la salinidad entre 50 y 500 mg/l. Existen regiones con salinidades aún más elevadas pero están ubicadas fuera del área de modelación.

La modelación numérica constituye una herramienta poderosa para analizar complejos sistemas de flujo subterráneo como el que caracteriza al SAG. En particular, el método de los elementos finitos resulta apropiado dada su adaptabilidad a geometrías irregulares y singularidades dentro del dominio computacional.

El primer modelo numérico de alcance regional para este sistema fue presentado por Vives et al. (2001), quienes construyeron un modelo preliminar del flujo de aguas subterráneas del SAG. El objetivo inicial de ese trabajo fue simular numéricamente la dinámica del acuífero con el fin de disponer de una herramienta para la gestión sustentable de las reservas de aguas subterráneas. Sin embargo, las grandes dimensiones del acuífero junto con la escasa información disponible en ciertas zonas y la poca fiabilidad de algunas mediciones determinaron que el objetivo finalmente fuera emplear la modelación numérica como una herramienta para integrar la información disponible y contrastar diferentes hipótesis sobre el funcionamiento del sistema. Por tal motivo se lo denominó “pre-modelo”.

2. OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo es reanalizar los resultados encontrados por Vives et al. (2001) y ampliar el estudio realizando un análisis de viabilidad de la explotación futura, es decir del efecto del incremento del bombeo sobre el sistema acuífero. Para ello, para un período de 38 años, se estudió la respuesta del sistema al incremento del bombeo en un 50 % y un 100 % respecto a los valores actuales empleados en la calibración, asociando fundamentalmente la variabilidad temporal a la distribución de las precipitaciones, esto es a la recarga.

3. EL CÓDIGO TRANSIN

La modelación se realizó con el código TRANSIN (Medina et al., 1996), que permite simular el flujo del agua subterránea y el transporte de solutos. El preproceso y postproceso de datos se realizó con el INTRANSIN-III (Vives, 1994).

Desafortunadamente, la calibración manual de todos los parámetros de flujo y/o transporte a partir de valores medidos de niveles piezométricos y/o concentraciones suele ser larga, tediosa y, sobre todo, incompleta. Para limitar estas dificultades, el programa permite realizar la calibración de forma automática, minimizando una función objetivo que tiene en cuenta no sólo el ajuste entre valores medidos y calculados de niveles piezométricos y concentraciones, sino también la plausibilidad de los parámetros calculados. La calibración automática, conocida como Problema Inverso, se obtiene por métodos estadísticos basados en maximizar la verosimilitud de los errores de la estimación, cuyos detalles se pueden ver en Carrera y Neuman (1986).

3.1. Ecuación de flujo

El flujo en los acuíferos está gobernado por la conocida ecuación:

$$\nabla \cdot (\mathbf{T} \cdot \nabla h) + q + q_L = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{en } \Omega \quad (1)$$

donde h es el nivel piezométrico (L), \mathbf{T} es el tensor de transmisividad (L^2/t), S es el coeficiente de almacenamiento (adim.), Ω es el dominio bidimensional, ∇ es el operador gradiente ($1/L$), q es el término fuente y/o sumidero distribuido superficialmente (recarga o extracción) ($L^3/L^2.t$), y q_L representa las entradas/salidas de los acuitardos situados por encima y/o por debajo del acuífero ($L^3/L^2.t$).

La ecuación (1) se resuelve con las condiciones iniciales:

$$h(x, y, 0) = h_o(x, y) \quad (2)$$

donde h_o puede ser cualquier función arbitraria, o la solución de la ecuación (1) para una simulación anterior, frecuentemente en régimen estacionario. Si se analizan ensayos de bombeo, h_o puede asumirse igual a cero en todo el acuífero, en cuyo caso h representa las variaciones del nivel o descensos.

Las condiciones de contorno son de la forma:

$$(\mathbf{T} \cdot \nabla h) \cdot \mathbf{n} = \alpha(H - h) + Q \quad \text{en } \Gamma \quad (3)$$

donde Γ es el contorno de Ω ; \mathbf{n} es el vector unitario normal a Γ y dirigido hacia el exterior; H es el nivel prescrito; Q es un caudal prescrito ($L^3/L.t$); y α es un coeficiente que controla el tipo de condición de contorno ($\alpha=0$ para caudal fijo, $\alpha=\infty$ para nivel fijo, y $\alpha \neq 0, \infty$ para condición mixta, en cuyo caso α es un coeficiente de goteo) (L/t).

El flujo en los acuitardos queda definido por la ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{K}_z \frac{\partial h'}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h'}{\partial t} \quad \text{en } (z_i, z_j) \quad (4)$$

donde z es la coordenada perpendicular al plano de los acuíferos, h' es el nivel piezométrico en los mismos, \mathbf{K}_z es la conductividad en la dirección de z , S_s es el almacenamiento específico y, z_i y z_j son las coordenadas correspondientes a los acuíferos i -ésimo y j -ésimo, respectivamente.

El acoplamiento entre las ecuaciones (1), correspondiente a los acuíferos, y (4), correspondiente a los acuitardos, se realiza igualando los flujos y niveles en la interfaz. Esto es,

$$h'(x, y, z_i, t) = h_i(x, y, t) \quad (5)$$

$$q_{Li} = \mathbf{K}_z \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^+} - \mathbf{K}_z \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^-} \quad (6)$$

donde, de nuevo, el subíndice i identifica el acuífero. En relación con (6), el primer término

del segundo miembro representa el flujo desde (o hacia) el acuitardo superior, y el segundo desde (o hacia) el inferior.

3.2. Teoría del problema inverso. Función objetivo

El problema inverso consiste en estimar los parámetros del modelo (conductividades hidráulicas \mathbf{K} , coeficientes de goteo α , fuente y/o sumidero \mathbf{Q} , caudal prescrito Q , nivel prescrito H , etc.) a partir de medidas de la respuesta del sistema y de información previa apropiadamente ponderada.

Existen diversas formulaciones estadísticas del problema inverso pero la que se utiliza aquí es la teoría de Máxima Verosimilitud (MV) (Benjamin y Cornell, 1970), en la que los parámetros se tratan como fijos pero desconocidos. Para definir la verosimilitud es necesario especificar el vector de datos \mathbf{z}^* (niveles y/o concentraciones en los puntos de observación y estimación previa de los parámetros), y la estructura de los errores. La teoría de MV considera a las variables de estado (niveles y/o concentraciones) como aleatorias, por ende las observaciones de las mismas tendrán un error también de carácter aleatorio, de distribución normal, con media cero. Estas hipótesis permiten encontrar una expresión para la función objetivo como la que se presenta más abajo. Entonces, se adopta que \mathbf{z} sigue una distribución normal multivariada con media nula, por lo que queda completamente definida con la matriz de covarianza. Con frecuencia es conveniente suponer que las covarianzas pueden expresarse mediante (Carrera and Neuman, 1986):

$$\mathbf{C}_h = \sigma_h^2 \mathbf{V}_h; \quad \mathbf{C}_i = \sigma_i^2 \mathbf{V}_i; \quad \mathbf{C}_c = \sigma_c^2 \mathbf{V}_c \quad (7)$$

donde \mathbf{C}_h , \mathbf{C}_i y \mathbf{C}_c son las matrices de covarianza de los errores de niveles, parámetros del tipo \mathbf{p}_i ($i = \mathbf{K}, S_s, q, H, Q$ y α) y concentraciones, \mathbf{V}_h , \mathbf{V}_i y \mathbf{V}_c son matrices conocidas y definidas positivas, y σ_h^2 , σ_i^2 y σ_c^2 son escalares desconocidos. Sea \mathbf{w} el vector compuesto por los parámetros del modelo \mathbf{p}_i y los estadísticos de la función de distribución de los parámetros. Con estas hipótesis anteriores, la verosimilitud de \mathbf{w} , dado \mathbf{z}^* (probabilidad de ocurrencia de \mathbf{z}^* si los parámetros y el modelo fuesen ciertos), es:

$$L(\mathbf{w}/\mathbf{z}^*) = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |\mathbf{C}|^{-\frac{N}{2}} \exp\left(-\frac{1}{2} (\mathbf{z} - \mathbf{z}^*)^t \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{z} - \mathbf{z}^*)\right) \quad (8)$$

donde $N = n_h + n_c + \sum_i n_i$, n_h y n_c es el número total de datos de niveles y concentraciones, respectivamente, n_i es el número total de parámetros del tipo i con información previa, \mathbf{C} es la matriz de covarianza de \mathbf{z}^* , las n_h primeras componentes de \mathbf{z} representan los niveles, $\mathbf{h}(\mathbf{p})$, las siguientes n_c concentraciones (calculados con los parámetros \mathbf{p}_i) en los puntos y tiempos de observación, mientras que las restantes componentes son los propios parámetros \mathbf{p}_i de los que se dispone de información previa. Dado que la estimación previa de \mathbf{p}_i suele ser independiente de los datos incógnita (niveles y concentraciones), puede suponerse, sin pérdida de generalidad, que \mathbf{C} es de la forma:

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} \mathbf{C}_h & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{C}_c & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{C}_p \end{pmatrix} \quad (9)$$

donde \mathbf{C}_p incluye todos los tipos de parámetros y tiene forma de diagonal por bloques si los estimadores previos de los distintos tipos de parámetros no están correlacionados.

En la práctica, no se maximiza (8) directamente, sino que se minimiza:

$$S = -2 \ln(\mathbf{L}(w/z^*)) \quad (10)$$

Sustituyendo (7) y (9) en (8) se obtiene:

$$S = \frac{J_h}{\sigma_h^2} + \frac{J_c}{\sigma_c^2} + \sum_i \frac{J_i}{\sigma_i^2} + \ln|\mathbf{V}_c| + \sum_i \ln|\mathbf{V}_i| + n_c \ln \sigma_c^2 + n_h \ln \sigma_h^2 + \sum_i n_i \ln \sigma_i^2 + N \ln 2\pi \quad (11)$$

siendo $||$ el determinante de la matriz respectiva, y donde

$$J_h = (\mathbf{h} - \mathbf{h}^*)^t \mathbf{V}_h^{-1} (\mathbf{h} - \mathbf{h}^*) \quad (12)$$

$$J_c = (\mathbf{c} - \mathbf{c}^*)^t \mathbf{V}_c^{-1} (\mathbf{c} - \mathbf{c}^*) \quad (13)$$

$$J_i = (\mathbf{p}_i - \mathbf{p}_i^*)^t \mathbf{V}_i^{-1} (\mathbf{p}_i - \mathbf{p}_i^*) \quad (14)$$

donde \mathbf{h}_m^* y \mathbf{c}_m^* son los vectores de niveles y concentraciones medidos, respectivamente. Por último, \mathbf{p}_i^* es el vector de estimaciones previas de los parámetros del tipo i . Si, además, la estructura de errores se supone conocida, minimizar (11) es equivalente a minimizar:

$$J = J_h + \lambda_c \cdot J_c + \sum_i \lambda_i \cdot J_i \quad (15)$$

$$\lambda_i = \frac{\sigma_h^2}{\sigma_i^2} \quad \lambda_c = \frac{\sigma_h^2}{\sigma_c^2}$$

El programa TRANSIN minimiza la función objetivo J definida por la ecuación (15) con respecto a los parámetros del modelo (K , S_s , q , α , etc.). Como algoritmo de minimización TRANSIN utiliza el Método de Marquardt, que es un algoritmo iterativo de resolución de problemas no lineales de estimación de parámetros por mínimos cuadrados (Marquardt, 1963). Se omiten los detalles del mismo ya que escapa a los objetivos del presente artículo.

Las principales dificultades que el problema inverso puede presentar se refieren a la no unicidad de la solución (puede resolverse mejorando la información sobre los parámetros), a la inestabilidad (pequeñas variaciones en los datos de partida provocan grandes cambios en los resultados estimados), a las dificultades de convergencia (necesidad de mejorar los datos de medidas y de información de parámetros), etc.

4. PRE- MODELO NUMÉRICO

El modelo de flujo sólo simula el comportamiento del SAG, es decir no incluyeron las formaciones Serra Geral y Bauru que lo confinan. El régimen temporal fue estacionario. Se empleó el sistema de coordenadas UTM y unidades homogéneas de metros y días para todas las variables y parámetros, según corresponda.

4.1 Discretización espacial

El dominio computacional cubrió el 75 % del área total del SAG. La construcción de la malla bidimensional de elementos finitos triangulares se realizó automáticamente, mediante el código de generación de mallas 2DUMG (Bugada, 1990). La Figura 2 presenta la malla superpuesta con la referencia geográfica de los países.

La malla básica se modificó a lo largo de los lineamientos estructurales o zonas de flujo preferentes, mediante la superposición de elementos unidimensionales que conectan los nodos de esos elementos (coincidentes con aristas de los elementos triangulares).

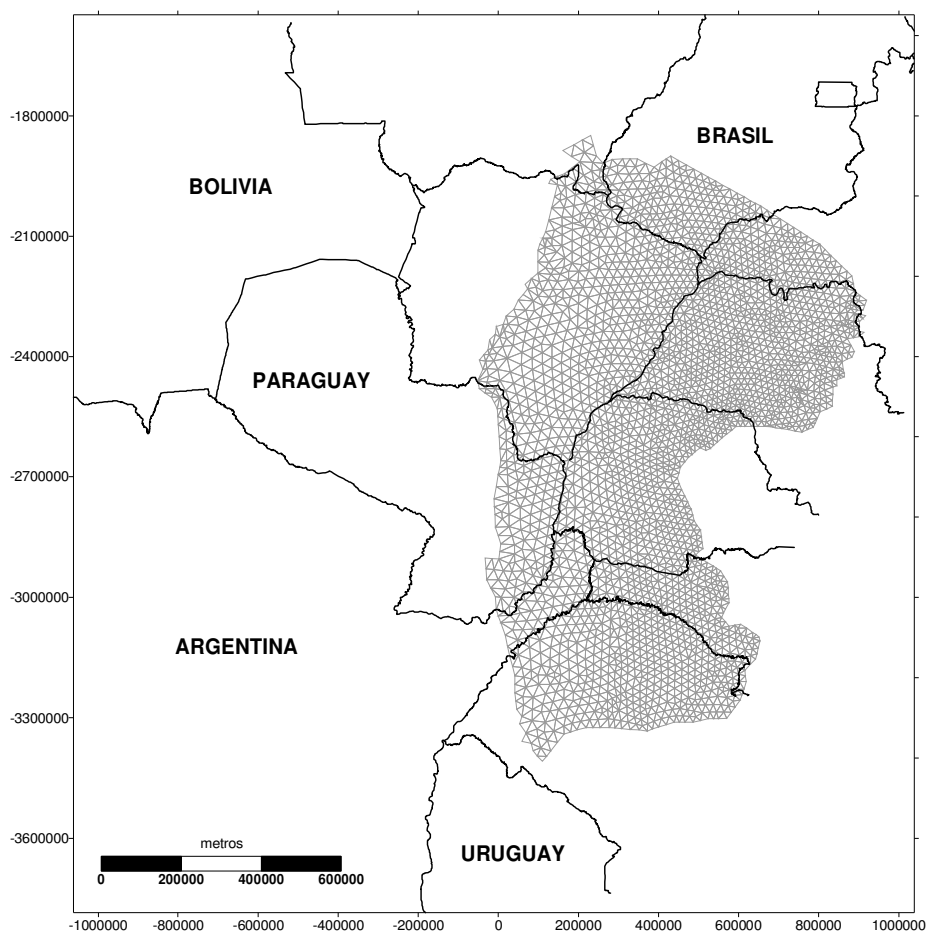


Figura 2. Malla de elementos finitos del Acuífero Guaraní, con referencias geográficas. La malla tiene 2846 nudos, 5423 elementos triangulares de tres nudos y 304 elementos unidimensionales.

4.2 Zonificación y estimación previa de los parámetros de flujo

TRANSIN permite asignar propiedades similares a un conjunto de elementos o nudos de la

mallas, zonificando de esta manera los valores constantes de los parámetros del sistema, por ejemplo pueden agruparse todos los elementos que componen una parte del dominio que poseen una misma litología o una misma permeabilidad. El parámetro asociado a cada una de estas zonas es el resultado de multiplicar un coeficiente que depende del elemento (o nudo) por un parámetro característico de la zona a la que pertenece el elemento (o nudo). El programa estima automáticamente los parámetros de zonas a partir de una estimación previa.

El área de estudio se particionó en 14 zonas de distinta transmisividad y se definieron 6 zonas con diferentes permeabilidades (Figura 3). La zonificación de la transmisividad permite simular los lineamientos estructurales que actuarían como vías preferentes de flujo unidimensionales (aulacógenos), en tanto que la zonificación de la permeabilidad permite describir áreas bidimensionales afectadas por lineamientos estructurales de poca intensidad (fracturación secundaria). Cabe recordar que la transmisividad se define como el producto de la permeabilidad por el espesor saturado de acuífero, o en su defecto por el espesor de la zona de pasaje de agua.

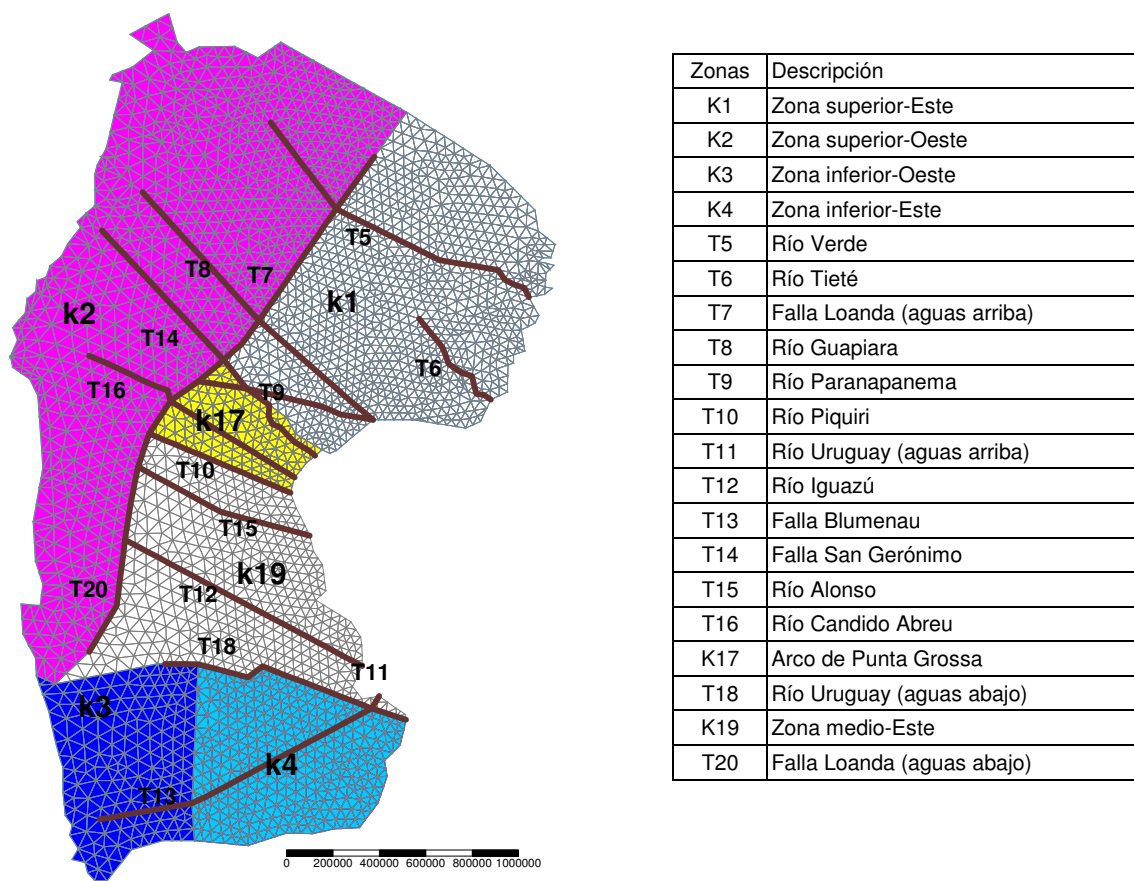


Figura 3. Zonificación de permeabilidades (K, elementos 2D) y transmisividades (T, elementos 1D).

A partir del trabajo de Ferreira (1982) se definieron las trazas de las zonas de transmisividad. De ese mismo trabajo se obtuvieron los anchos de dichas zonas de flujo preferente, cuyos valores variaron entre 10 y 20 Km. Se estimó el valor de la permeabilidad entre 10 a 50 m/d, por ende el producto de esa permeabilidad por el ancho de cada zona de flujo preferente es el valor de transmisividad que se empleó como estimación previa.

Las zonas de permeabilidad se simularon con los elementos triangulares. La definición de

la geometría de estas zonas se realizó teniendo presente el grado de fracturación secundaria y algunos lineamientos principales (por ejemplo el de Loanda, coincidente con el Río Paraná) a partir del trabajo de Araújo et al. (1995). La fracturación secundaria se simuló conjuntamente con la matriz porosa por lo que estas zonas son tratadas como anisótropas. El tensor de anisotropía tiene la dirección de NNE-SSW, coincidente con el lineamiento de Loanda. El valor de las componentes del tensor de permeabilidad se estimó, según la zona, entre 1 y 24 m/d. Para poder incluir el efecto de la anisotropía en el modelo se procedió a rotar la malla de modo que la dirección de la anisotropía coincida con el eje de ordenadas.

El valor de los parámetros de permeabilidad y transmisividad en cada elemento se modificó a través de un coeficiente que incluye tanto el cambio de la viscosidad del agua por la variación de la temperatura con la profundidad (Schneebeli, 1966) como el efecto de la variación espacial del espesor del acuífero.

La recarga areal (por elementos) se definió como una columna de agua que entra o sale de la zona. En el modelo, la recarga es la resultante entre el volumen de agua que entra (por precipitación o recarga del acuífero superior) menos el que sale por las extracciones realizadas a través de los pozos de explotación o bombeo.

Por otro lado, es conocida la sobreexplotación del acuífero en la región de Riberão Preto (São Paulo, Brasil), en el noreste del dominio modelado, con valores de caudales de extracción de $45 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (Gilboa et al., 1976). La explotación en el resto del Estado de San Pablo (Campos y Cerón-García, 1998) se realizó mediante el bombeo de aproximadamente 1.000 pozos situados en su gran mayoría en las áreas donde la potencia del basalto es menor. Los caudales medios se estimaron entre 3 y 28 l/s, sin embargo pueden encontrarse algunas decenas de pozos con profundidades próximas a los 1.000 m y caudales de entre 80 y 170 l/s. La fuente de información para los datos de explotación de las zonas R2, R3 y R4 resultó de una comunicación personal (1999) de Gerônimo Alburque Rocha y José Eduardo Campos del Departamento de Aguas e Energía Eléctrica do Estado de São Paulo (DAEE). En cambio, los datos para la ciudad de Ribeirão Preto fueron obtenidos del Departamento de Águas e Esgotos de Ribeirão Preto (DAERP).

La recarga se dividió en 7 zonas (Figura 4). En las zonas donde el acuífero aflora la recarga es controlada sólo por un porcentaje de la precipitación que infiltra (zonas R5 y R6), con excepción de la zona R2 donde además se incluyó la explotación del acuífero a través de pozos de bombeo, por lo tanto se utilizó una tasa neta de recarga. En las zonas R3, R4 y R7, todas dentro del Estado de São Paulo, la recarga fue negativa debido a las extracciones que se realizan en los acuíferos Guaraní y Serra Geral (con 3000 pozos que explotan $2.8 \text{ m}^3/\text{s}$). La infiltración proveniente de la precipitación, para la zona de afloramiento del Acuífero Guaraní, se estimó en un 10% de la misma (Rebouças, 1976). La precipitación media anual en la región varía entre 1300 y 1800 mm.

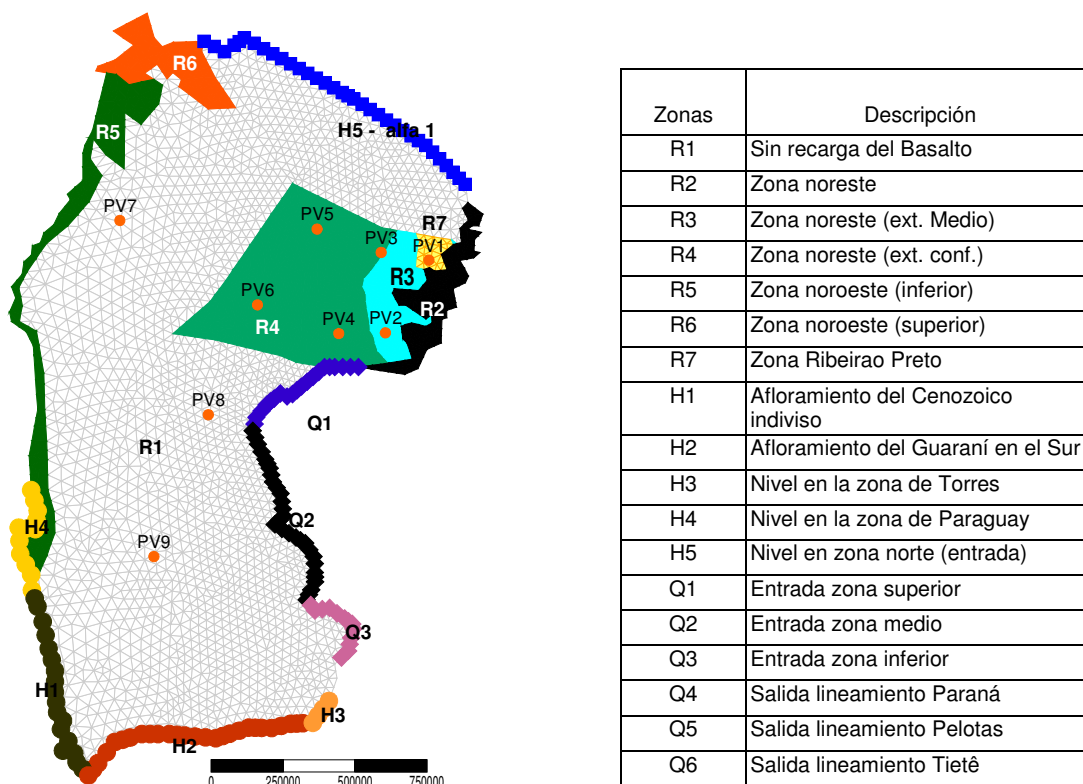


Figura 4. Zonas de recarga, de condiciones de contorno y puntos virtuales de control. R: Recarga, H: Nivel Fijo, Q: Caudal Fijo, alfa: Goteo y PV: Puntos Virtuales.

Las condiciones de contorno se muestran en la Figura 4. En los límites Oeste (zona de Paraguay y del afloramiento del Cenozoico indiviso en Argentina), Sur (afloramiento del Guaraní) y Sureste (zona de Torres) se fijaron condiciones de nivel fijo; en el límite Este (zona de afloramiento del Guaraní en los estados de Mato Grosso do Sul, Paraná y Santa Catarina) se fijaron condiciones de caudal fijo y en el borde norte de la zona modelada, donde el acuífero termina acuñándose hasta desaparecer, se definió una condición mixta.

Las condiciones de nivel fijo pueden corresponder a un valor constante o variar espacialmente. En las zonas H2 y H3 se adoptó un valor constante del nivel piezométrico. En cambio en las zonas H1, H4 y H5 los valores de los niveles fueron variables, asignando como parámetro la unidad y como coeficiente del nodo el valor interpolado del mapa de isopiezas propuesto por Araújo et al. (1999) (ver Figura 5).

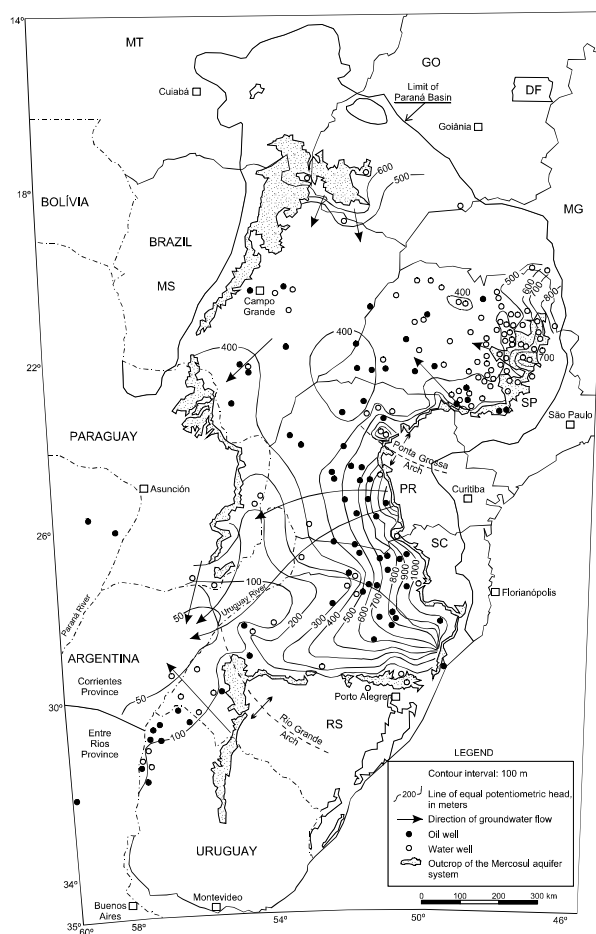


Figura 5. Mapa de isopiezas (niveles piezométricos) del Acuífero Guaraní (Araújo et al., 1999, correspondiente a varios periodos de medición).

Las zonas de entrada a través de los afloramientos del Guaraní en el contorno Este fueron simuladas con una condición de caudal fijo (zonas Q1, Q2, y Q3) en lugar de incluirlas como zonas de recarga arealmente distribuida. Esta forma de simular la recarga producida por la infiltración del agua de precipitación se debió a que el ancho de esta franja es muy reducido y podría generar en una malla con elementos triangulares pobremente definidos. El parámetro de estas zonas fue el valor de volumen de recarga de precipitación por unidad de longitud mientras que el ancho del área aflorante adoptado fue de 12.5 Km para las tres zonas. El volumen recargado fue estimado en un 10% de la precipitación (Rebouças, 1976) en tanto que como coeficiente de nudo se definió como la longitud media entre nudos sucesivos.

Las salidas a lo largo de los ríos Paraná, Pelotas y Tietê, condicionadas por los lineamientos estructurales, fueron simuladas mediante una condición de contorno de caudal fijo. Las zonas de caudal fijo Q4, Q5 y Q6 tienen como parámetro la unidad y el coeficiente de nudo un valor de $100000 \text{ m}^3/\text{d}$ repartidos proporcionalmente en todos los nudos de la zona. La estimación previa es compatible con los datos de caudal de los flujos superficiales.

4.3. Datos empleados en la calibración

Los niveles piezométricos medidos en una serie de puntos de observación son parte de los datos que requiere el programa, los que son utilizados en la calibración automática para

compararlos con los niveles piezométricos calculados por el modelo. El número de puntos de observación que se emplearon en este modelo fue de 74 (Figura 6), seleccionados de modo que estén distribuidos espacialmente de forma homogénea y que sean compatibles con el mapa de isopiezas propuesto por Araújo et. al. (1999).

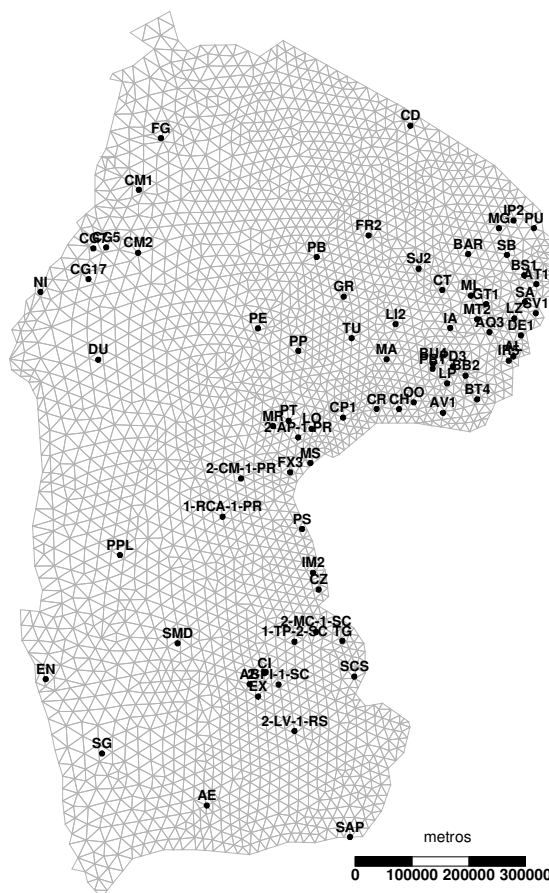


Figura 6. Puntos de observación empleados en la fase de calibración.

Algunas de las medidas observadas presentan una baja fiabilidad, en general pertenecen a pozos ubicados en el sector oeste del área de estudio. La baja confiabilidad es debida a varios factores: los días de la toma de la medición no coinciden; la zona de admisión al pozo es mayor que el espesor del acuífero (la zona de basalto no está encamisada); pozos parcialmente penetrantes (existe la evidencia de una zonificación por capas del acuífero por el contenido de arcilla); no se tiene certeza que los niveles medidos sean estáticos; etc. Por ello en esos puntos se asignaron unos coeficientes de ponderación a los datos de nivel para valorar su fiabilidad.

4.4. Estrategia de la calibración - Resultados

El proceso de calibración consiste en estimar los parámetros del modelo de forma que la respuesta del mismo en términos de niveles se ajuste a los valores medidos. Al mismo tiempo, los parámetros calculados deben ser coherentes con sus estimaciones previas y con el conjunto del modelo conceptual.

Durante la fase de calibración, se impuso como primer objetivo que la piezometría calculada reproduzca cualitativamente las formas del mapa de isopiezas (Figura 5) y las direcciones principales del flujo regional. Este proceso permitió modificar el modelo

conceptual de acuerdo con el análisis de los resultados, robusteciendo el esquema del comportamiento del acuífero al acotar algunas de las incertidumbres iniciales del mismo.

La Figura 7 contiene la piezometría simulada junto con las medidas observadas en los distintos puntos de observación. Se observa que las formas de las isopiezas de la Figura 5 se reproducen cualitativamente. Asimismo se aprecia que el flujo subterráneo está influenciado por los lineamientos estructurales de mayor o menor identidad, y por las recargas (especialmente en la zona del Estado de Sao Paulo). Asimismo, en la mitad sureste del modelo no se logra una buena reproducción debido a la escasa información disponible y a la mayor subjetividad inherente al trazado de las isopiezas en esa región.

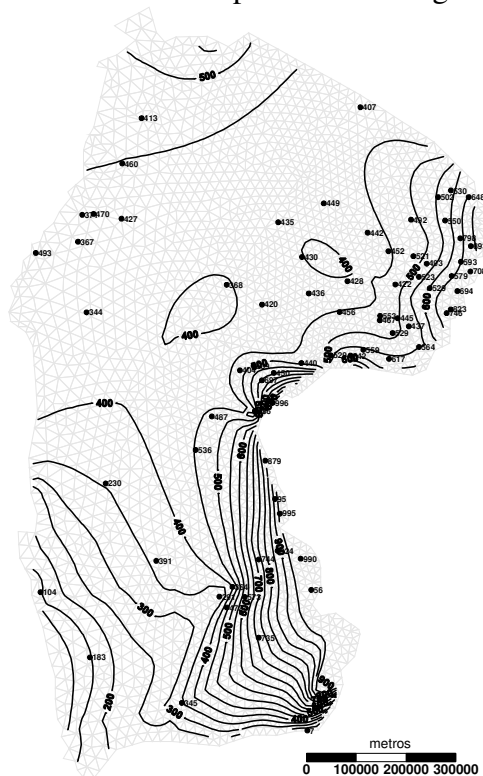


Figura 7. Isopiezas simuladas en metros, equidistancia 50 m.

En la Tabla 1 se presenta el balance estacionario de entradas y salidas del modelo. Se puede observar que todas las salidas del sistema se realizan a través de todas las zonas de nivel fijo, de las descargas de los lineamientos (Paraná, Pelotas y Tietê) y de las zonas de explotación del Estado de São Paulo. La zona de nivel fijo H4 y las zonas de caudal fijo Q4 y Q5 se destacan por su magnitud y escaso control, aunque no se dispone de información para contrastarlas. Las entradas al sistema se producen por las zonas de afloramiento (R2, R5, R6, Q1, Q2 y Q3). En esta instancia la recarga en R1 se considera nula, condición que se deberá tratar con más rigor en el futuro. Ello requerirá la inclusión de los acuíferos superiores en la modelación, lo que permitirá determinar la región de artesianismo del SAG.

Tabla 1. Balance del modelo (hm^3/d). Los valores positivos son de entrada y los negativos de salida.

Número de zona	Recarga	Nivel Fijo	Caudal Fijo	Goteo
1		-0.6995	1.0522	0.5030
2	1.3469	-0.1258	2.3080	
3	-0.8001	-0.0109	0.3542	
4	-0.0413	-1.0714	-1.5325	

5	0.2306		-0.3653	
6	0.0980		-0.9959	
7	-0.2500			
Total	0.5841	-1.9077	0.8206	0.5030

Es interesante aclarar que por el sector sur del lado occidental, compuesto por las condiciones H1 y H4, el sistema está descargando al exterior $1.7709 \text{ hm}^3/\text{d}$, que equivale a $20.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Por otro lado, existen evidencias que parte del sistema subterráneo en ese sector suroeste puede llegar a descargar a los cuerpos superficiales. Si se comparan los flujos superficiales de agua respecto de los subterráneos la relación es del orden de $1/300$, lo que hace difícil la validación detallada de dicha componente de descarga subterránea.

5. EXPLOTACIÓN DEL PRE-MODELO – SIMULACIONES TRANSITORIAS

Además de su uso como herramientas de validación del modelo conceptual del funcionamiento hidráulico, los modelos numéricos permiten analizar la respuesta dinámica del sistema subterráneo ante variaciones en las solicitaciones externas, sean por incremento de los volúmenes de explotación sean por fluctuaciones de la recarga por efecto del régimen de precipitaciones. En este caso se estudian los efectos de un posible aumento de las extracciones en la región del Estado de San Pablo donde actualmente existe la mayor explotación del SAG.

Se realizaron tres simulaciones en régimen transitorio para un período de 38 años, es decir 456 meses o 13849 días, con pasos de tiempo mensual. En la primera (S1 - Q normal) se definió una función temporal de variación de la recarga de acuerdo a una serie histórica de precipitaciones mensuales (1960-1997), y se mantuvieron las condiciones de borde y la explotación (denominada bombeo actual) utilizadas en el pre-modelo. La Figura 8 muestra la función utilizada, donde se aprecia que no existe una tendencia creciente de precipitaciones y por ende recarga, sino una leve disminución de las mismas. En la segunda (S2 - 1,5Q) y tercera (S3 - 2Q) simulaciones se mantuvieron todas las características de S1 incrementando el bombeo en un 50 % y 100 %, respectivamente, en las zonas R3, R4 y R7 (Figura 4).

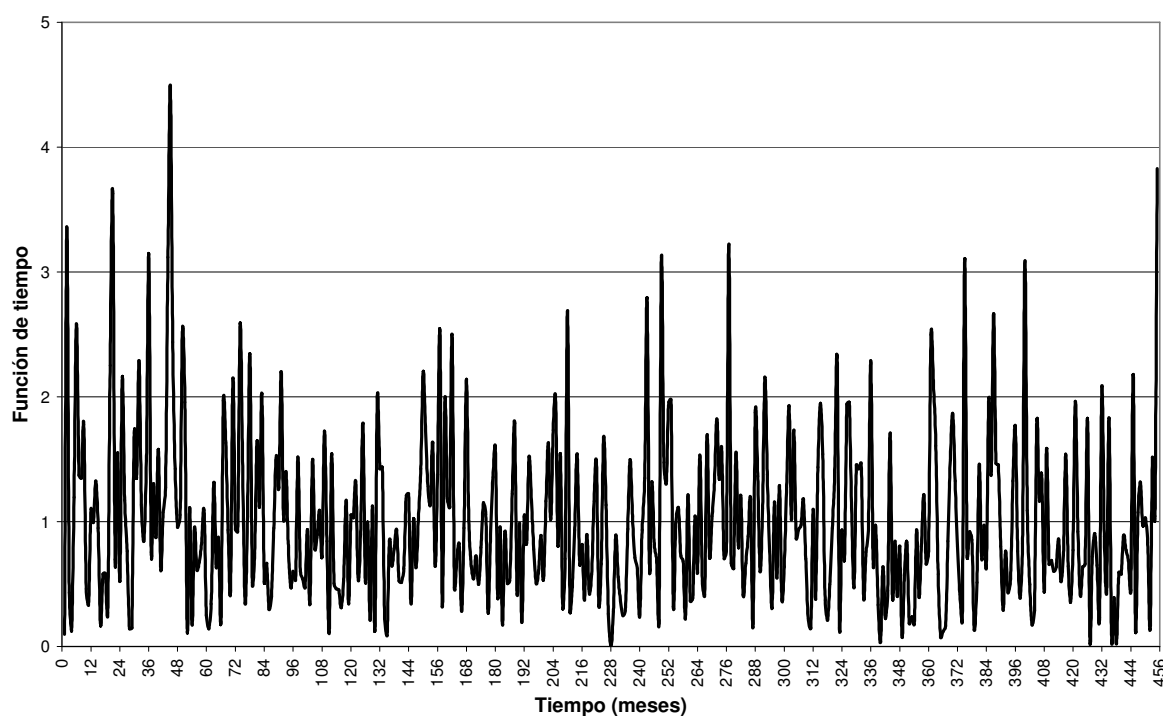


Figura 8. Función temporal de variación de la recarga, adimensional.

Con el fin de analizar el efecto del incremento de las explotaciones sobre el sistema se definieron nueve pozos virtuales o de control de niveles piezométricos cuya ubicación se muestra en la Figura 4. Para conocer el radio de influencia de estas explotaciones se ubicaron algunos de los pozos virtuales dentro de las zonas de explotación y otros alejados de ellas.

En la Figura 9 se presentan los hidrogramas calculados de niveles piezométricos para los pozos virtuales PV1, PV3, PV6 y PV8. El PV1 es el más afectado por el incremento de la explotación, con una disminución de niveles cercana a los 20 m al final de los 38 años de simulación, mientras que el nivel se mantiene constante para el bombeo normal. El PV3 acusa efecto del incremento del bombeo pero de mucha menor magnitud ya que se encuentra más alejado de la zona de explotación más intensa, no obstante la tendencia para las tres simulaciones es similar a lo observado en PV1. En PV6, ubicado aún más lejos del centro de explotación, los niveles piezométricos disminuyen pero en una magnitud muy pequeña, reduciéndose un máximo de sólo 20 cm al incrementar el doble el bombeo en 38 años. Como era de esperar el PV8, al igual que los PV7 y PV9, no muestran variación alguna de niveles al estar fuera de la influencia de las explotaciones subterráneas. Nótese que las dos primeras figuras y las dos últimas, tienen similares tamaño de escala vertical para facilitar el análisis.

La Figura 10 muestra la variación temporal del almacenamiento subterráneo. Para los volúmenes actuales de explotación y la función temporal de recarga introducida se observa un leve incremento del almacenamiento en los primeros 5-7 años que luego se reduce progresivamente hasta que al final de la simulación comienza a extraerse agua del almacenamiento (la recarga no alcanza a satisfacer la demanda de la explotación). Claramente, para las condiciones simuladas, en los casos en que se incrementa el volumen de explotación, el agua es aportada por el almacenamiento y no por fuentes externas como es la recarga. Este comportamiento se verifica por el hecho que los volúmenes de agua aportados o descargados por las condiciones de borde (nivel piezométrico y flujo prescripto) resultaron insensibles a las variaciones de explotación.

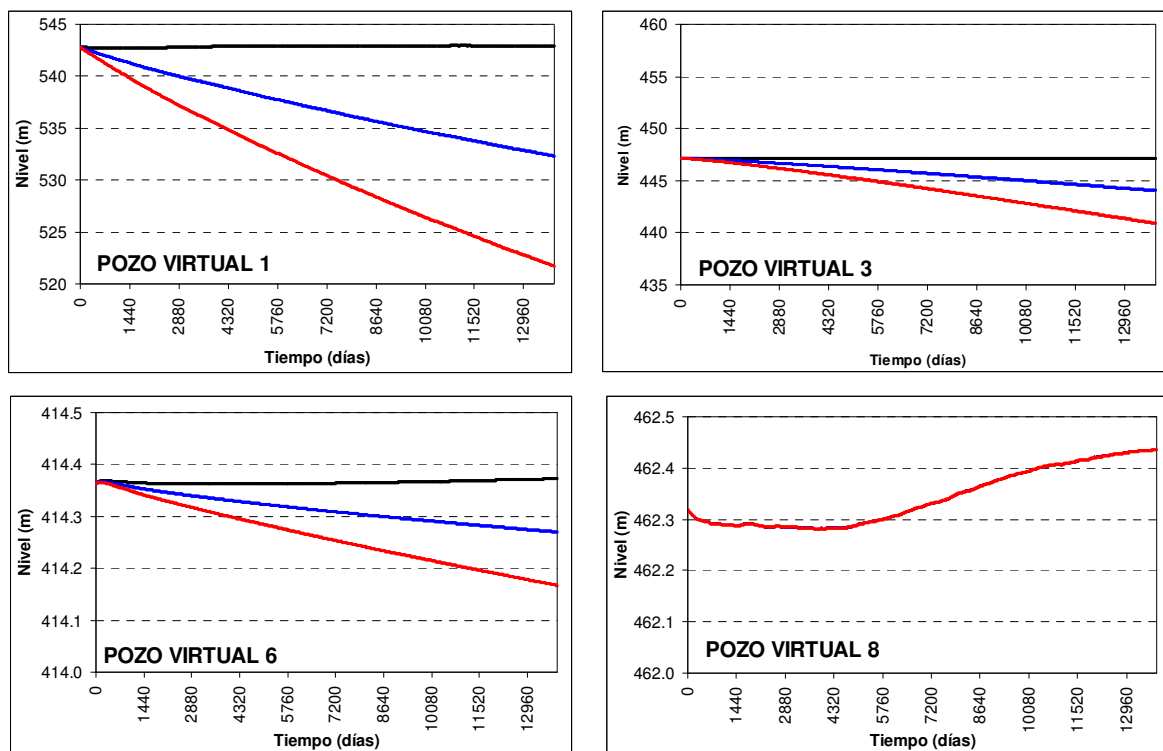


Figura 9. Hidrogramas de pozos virtuales PV1, PV3, PV6 y PV8 para los escenarios de bombeo actual (negro), 1.5 veces el bombeo del actual (azul) y doble del bombeo actual (rojo).

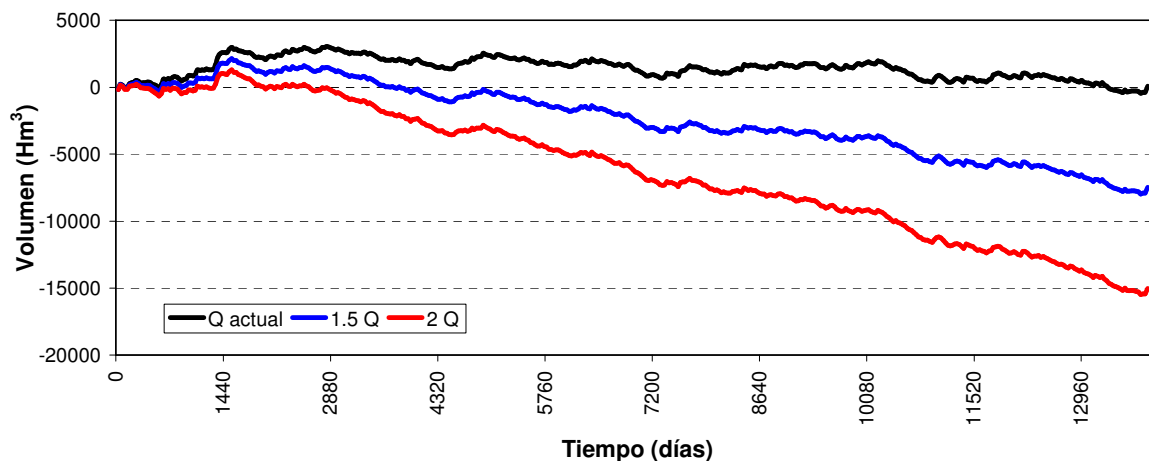


Figura 10. Variación temporal del almacenamiento.

El balance de masa global durante todo el período de estudio (Figura 11) corrobora los resultados anteriores: el volumen de agua extraído del almacenamiento para la S1 prácticamente es cero, o ligeramente positivo. En cambio con el incremento de las explotaciones para S2 y S3, el almacenamiento aporta grandes cantidades de agua (indicado por el signo negativo). Las zonas R2, R5 y R6 no modificaron sus propiedades en las simulaciones, por ello los volúmenes globales de cada una de ellas es similar. Las zonas R3, R4 y R7 se alteraron debido al incremento de bombeo, siendo la R3 la de mayores volúmenes.

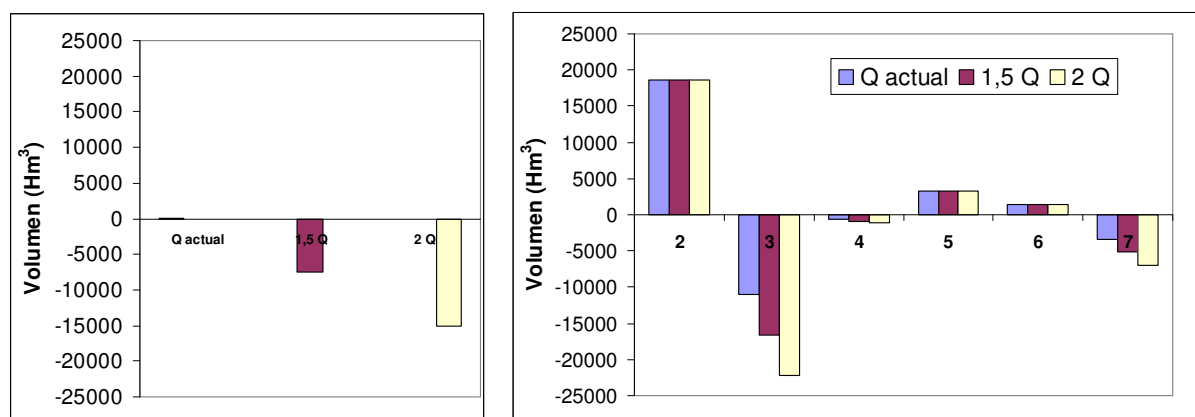


Figura 11. Almacenamiento global (izq.) y Zonas de recarga (der.).

De lo expuesto anteriormente, teniendo en cuenta que los escenarios S2 y S3 extraen más agua que la recarga, la primera impresión es suponer que existe riesgo de sobreexplotación del sistema acuífero. Por otro lado, el volumen de agua almacenado en el SAG es de 66838 km^3 (sólo en la zona de estudio y asumiendo una porosidad uniforme de 25 %) y el volumen complementario extraído del almacenamiento en el escenario más pesimista es de 15.1 km^3 (0.006 % del volumen total almacenado). Evidentemente, ante esta situación no parece que el sistema tenga riesgo alguno de sustentabilidad, pero la actual toma de información por parte del proyecto “Proyecto para la Protección Ambiental y el Desarrollo Sustentable del Sistema Acuífero Guaraní” (GEF-WB) y las evidencias de un tiempo de tránsito muy lento del agua, sumado a la probada contaminación en la zona de recarga como a la creciente demanda en toda la extensión del acuífero, hacen necesario recomendar un nuevo análisis más preciso para conocer con mayor certeza la robustez de estas primeras predicciones.

6. CONCLUSIONES

El premodelo numérico de flujo propuesto resulta coherente con la información proporcionada y reproduce cualitativamente las isopiezas calculadas a partir de los datos de campo. La metodología de modelación empleada en este premodelo se basa en integrar toda la información existente y la validación de las diferentes hipótesis de funcionamiento del acuífero, con el objetivo de obtener un modelo conceptual general. Sin embargo, el modelo posee algunas limitaciones que deben ser tenidas en cuenta para construir un modelo más robusto de manera que se reduzcan las incertidumbres. Entre ellas se destacan: escasa fiabilidad de las medidas y puntos de observación espacialmente mal distribuidos; extracciones no cuantificadas certeramente en toda la región de estudio; nula o escasa valoración de las propiedades hidráulicas; recarga por precipitación no estudiada en detalle; falta de incorporación en el estudio de los datos químicos e isotópicos del agua; y la exclusión de formaciones acuíferas conectadas al SAG.

El análisis temporal de escenarios donde se plantea un aumento de las extracciones en la región del Estado de São Pablo, y en especial en la zona de Ribeirão Preto, muestra en primer lugar que la demanda supera la recarga, lo que produciría localmente una situación conocida como sobreexplotación. Pero si se compara el volumen almacenado en el SAG con los extraídos de la reserva del sistema, aparentemente, no existirían problemas para satisfacer la demanda. No parece que el sistema tenga riesgo alguno de sustentabilidad, pero las incertidumbres propias del modelo, las evidencias de un tiempo de tránsito muy lento del agua, la probada contaminación en la zona de recarga y la creciente demanda en toda la

extensión del acuífero, hacen necesario recomendar un nuevo análisis más preciso para garantizar con mayor grado de fiabilidad la sustentabilidad del aprovechamiento de este importante reservorio.

REFERENCIAS

- Araújo, L.M.; França, A.B.; Potter, P.E. Giant Mercosul aquifer of Brazil, Argentina, Uruguay and Paraguay: hydrogeologic maps of Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones and Tacuarembó Formations. *Biblioteca de Ciência e Tecnologia, Centro Politécnico*, Curitiba, UFPR/PETROBRÁS, 1995.
- Araújo, L.M.; França, A.B.; Potter, P. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeology Journal* 7:317-336, 1999.
- Benjamin, J. y Cornell, A. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGraw Hill, Inc. USA, 1970.
- Bugeda, G. Utilización de técnicas de estimación de error y generación automática de mallas en procesos de optimización estructural. *Escuela Técnica Superior de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, Universidad Politécnica de Cataluña, Tesis Doctoral*, 1990.
- Campos, H.C.N.S. y Cerón-García, J.C. Algunos aspectos de la hidroquímica del sistema acuífero Botucatu (Cuenca del Paraná, Estado de Sao Paulo, Brasil). *Revista Geogaceta*. Sociedad Geológica de España, 23: 23-25, 1998.
- Carrera, J. and Neuman, S. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions, I, Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resources Research*, 22 (2), 199-210, 1986.
- Ferreira, F. J. F. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. Geología da Bacia do Paraná, Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. Sao Paulo, PAULIPETRO, p.143-166, 1982.
- Gilboa, Y.; Mero, F.; Mariano, I.B. The Botucatu aquifer of South America, Model of an untapped continental aquifer. *Journal of Hydrology*, 29 (1976): 165-179, 1976.
- Lavina, E.L., Geología sedimentar e paleogeografía do Neopermiano e o Eotriássico (Intervalo Kazaniano – Scythiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Tese de Doutorado, 2v. 1991.
- Marquardt, W. An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. *Journal Society Industrial Applied Mathematics* 11 (2): 431-441, 1963.
- Medina, A.; Galarza, G.; Carrera, J. TRANSIN, versión II. Fortran code for solving the coupled flow and transport inverse problem in saturated conditions. El Berrocal Project. Characterization and validation of natural radionuclide migration processes under real conditions on the fissured granitic environment. European Commission Contract nº FI2W/CT91/0080. Topical Report 16. ENRESA, 1996.
- Rebouças, A.C. Recursos hídricos da Bacia do Paraná. São Paulo, *Tese de Livre Docência*, IGc/USP, 143p., 2 mapas, 1976.
- Schneebeli, G. Hidraulique souterraine. Editors Eyrolles, París. 362 pp, 1966
- Vives, L. Manual del código INTRANSIN III Versión 2.0. Barcelona, Escuela Técnica Superior de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, Universidad Politécnica de Cataluña. Informe interno, 1994.
- Vives, L., Campos, H., Candela, L. y Guarracino, L. Modelación del acuífero Guaraní. *Boletín Geológico y Minero*, v. 112, Núm. Especial, pp. 51-64. ISSN:0366-0176, 2001.