

La doble porosidad y el análisis de flujo en medios Kársticos: aplicación al acuífero de Itxina (País Vasco)*

(Double porosity and flow analysis in karst environments: application to the Itxina aquifer (Basque Country))

Garfias, Jaime

Univ. Autónoma del Estado de México. Fac. de Ingeniería. Toluca (México)

Llanos, Hilario

UPV-EHU. Dpto. de Geodinámica. Juan Ibáñez de Sto. Domingo, 1. 01006 Vitoria-Gasteiz

Herrera, Ismael

Univ. Nacional Autónoma de México. Instituto de Geofísica. México D.F.

BIBLID [1137-8603 (2002), 17; 163-177]

Recep.: 98.10.09

Acep.: 01.01.01

Dado que el punto de inicio de la modelación es la comprensión clara de los diferentes procesos naturales, este artículo presenta, en primer término, los resultados del análisis y conceptualización del acuífero de Itxina, y en segundo término, la modelación de flujo del acuífero.

Palabras Clave: Hidrogeología. Acuífero kárstico. Doble porosidad, modelación de flujo, elemento finito. TRAFRAP-WT. Itxina. País Vasco.

Modelizazioaren hasierako puntua prozesu naturalen ulerkuntza denez, artikuluko honek, Itxinako urdunaren analisi eta kontzeptualizazioaren emaitzak eta urdunaren jarioaren modelizazioa aurkezten ditu.

Giltza-Hitzak: Hidrogeologia. Urdun karstikoa. Porositate bikoitza. Jarioaren modelizazioa. Elementu finitua. TRAFRAP-WP Itxina. Euskal Herria.

Etant donné que le point de départ du modelage est la compréhension claire des différents processus naturels, cet article présente, en premier lieu, les résultats de l'analyse et de la conceptualisation de l'aquifère d'Itxina, et en second lieu, le modelage du flux de l'aquifère.

Mots Clés: Hydrogéologie. Aquifère karstique. Double porosité. Modelage de flux. Élément fini. TRAFRAP-WT. Itxina. Pays Basque.

* Este trabajo, se ha realizado en el marco del Proyecto de Investigación: UPV-EHU 001.154 EA 061-95, subvencionado por la Universidad del País Vasco, y del Proyecto: 0390P-T9506 financiado por el Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT).

INTRODUCCIÓN

Por lo general el análisis de flujo en acuíferos kársticos resulta una tarea que, en sí mismo, entraña una gran dificultad, debido a la elevada heterogeneidad que muestran estas formaciones carbonatadas. En efecto, la propia geometría y demás características de los sistemas fracturados comunmente no son bien conocidas, por lo que no es posible modelar de un modo explícito y por separado las diferentes fracturas o la matriz de bloques. Para soslayar esta dificultad, frecuentemente se suele abordar el problema bajo el enfoque del modelo de doble porosidad (Zimmerman et al., 1993), ya que en dicho modelo, también llamado dual, no es esencial el conocimiento de las características geométricas e hidrológicas de la fracturación; en su lugar es necesario, sin embargo, el conocimiento de ciertas propiedades medias, tales como el espaciamiento de las propias fracturas.

De este modo, para la simulación numérica del proceso de flujo en un sistema de doble porosidad, las celdas computacionales individuales se consideran lo suficientemente grandes, como para que la asignación de propiedades medias efectivas al edificio rocoso sea significativa. A pesar de esta simplificación, la simulación numérica de acuíferos fracturados mediante el enfoque de la doble porosidad resulta bastante compleja y extremadamente laboriosa, ya que, en general, se precisa de una discretización espacial de la matriz de bloques, particularmente densa. Además, la modelación de un acuífero fracturado supone un mayor esfuerzo computacional, en comparación al que se requiere para un acuífero no fracturado de las mismas dimensiones.

En la literatura existe una gran cantidad de modelos fundamentados en el concepto de doble porosidad o multidominio que han sido utilizados para describir el flujo de agua o el transporte de solutos en suelos macroscópicos (Davidson, 1985; Bruggeman y Mostaghimi, 1991), en rocas fracturadas no saturadas (Berkowitz et al., 1988; Dudley et al., 1988) y en sistemas porosos fisurados (Duguid y Loe, 1977). Así mismo, varios autores asignan una geometría específica a las fracturas para el análisis del flujo del agua subterránea (Wang y Narasimhan, 1985; Pruess et al., 1990) o para el transporte de solutos (Van Genuchten y Dalton, 1986). La aplicación de la mayor parte de estos modelos está, no obstante, limitada a condiciones de saturación, en situaciones estacionarias, o para condiciones en las que el flujo o el almacenamiento en un sistema de poros puede ser despreciado. Finalmente, se ha de mencionar que algunos investigadores asumen una importante simplificación, en ocasiones excesiva, de la geometría de las fracturas y/o de los bloques.

En resumen, el estado actual de la investigación en este campo permite constatar que muy pocas investigaciones han sido desarrolladas sobre sistemas naturales. Por consiguiente, y con la finalidad de vislumbrar una respuesta más realista a las diferentes situaciones, tanto de recarga como de descarga, a las que está sometido un acuífero kárstico, el objetivo del presente artículo es, en primer lugar, identificar los aspectos científicos y técni-

cos que se presentan cuando se aplican modelos en acuíferos fracturados y, en segundo lugar, aplicar dichos aspectos al acuífero de Itxina, al objeto de simular el flujo de este peculiar sistema kárstico.

PROBLEMAS DE LA MODELACIÓN

Desde un punto de vista práctico y en sentido teórico, puede afirmarse que los diferentes métodos desarrollados están sujetos a un cierto número de limitaciones, que afectan indudablemente al propio proceso de modelación. Esencialmente pueden distinguirse tres problemas básicos que dificultan la aplicación práctica de estas técnicas: (1) la aproximación de medios fracturados como continuos, (2) las limitaciones computacionales de los modelos de redes discretas y (3) la incertidumbre de la geometría de la red.

Así, cuando se aborda la modelación de un medio poroso considerándolo como un medio continuo, se asume implícitamente que el dominio o, mejor dicho, el conjunto de las celdas individuales que componen el dominio, para las que la ecuación de flujo se establece, satisfacen la condición del volumen elemental representativo, lo que, en muchos casos, resulta correcto. Del mismo modo, esta condición debe cumplirse para la modelación de un medio fracturado usando métodos continuos. Sin embargo, en este segundo caso, es mucho menos evidente asumir a priori la validez de la condición del volumen elemental representativo (Schwartz y Smith, 1987). En resumen, esta simplificación no es aplicable a gran parte de los acuíferos fracturados, los cuales constituyen sistemas que no pueden ser modelados utilizando el método continuo. En tales casos parece indiscutiblemente más apropiado inclinarse por alguno de los métodos de modelación discreta, los cuales presentan problemas característicos, como se muestra a continuación.

La modelación de flujo en una red de fracturas discretas, no requiere que las fracturas constituyan un medio continuo, de manera que las cuestiones discutidas en los epígrafes precedentes pueden ser ahora retomadas considerando, eso sí, ciertas limitaciones teóricas que pueden afectar a la capacidad de modelación de las redes fracturadas. Una de las principales limitaciones es el número de intersecciones de las fracturas consideradas, dado que la descripción del flujo en la red requiere el que la carga hidráulica sea calculada en cada intersección. Por ejemplo, para el análisis, en dos dimensiones, del flujo en una red compuesta por 50.000 intersecciones se precisará de un mayor esfuerzo de cálculo lo que se traduce, a la postre, en un mayor costo.

Una segunda cuestión a tener en cuenta es el tamaño de la red que, en muchos casos, puede no coincidir con los límites reales de la región a estudiar, por lo que probablemente no siempre se puede configurar un sistema fracturado discreto en dos dimensiones, que sea ampliamente suficiente para resolver problemas intermedios y regionales. La situación se convierte aún más pesimista cuando se trata de analizar la presencia de bloques de

rocas, o de considerar la fracturación en tres dimensiones. En estas condiciones de flujo, no existe otra posibilidad que reducir el número de fracturas que pueden ser incorporadas dentro del modelo.

Otra de las principales limitaciones en el uso de los modelos discretos fracturados es la necesidad de definir de un modo lo más aproximado posible la geometría de la red. Esta situación representa de hecho un grave problema, ya que, por lo general, resulta difícil, cuando no imposible, establecer con exactitud la geometría de una red fracturada. En este sentido, y a pesar de que las pruebas hidráulicas, como bombeos y ensayos de recarga, pueden proporcionar estimaciones complementarias acerca de las dimensiones de los conductos, y de que los trabajos de cartografía y demás observaciones de campo suministren indicaciones estadísticas de la orientación, longitud y densidad de la fracturación, cabe concluir, sin embargo, que no siempre la aplicación de éstas y otras técnicas conduce a un conocimiento definitivo de la estructuración interna de los acuíferos fracturados.

Esta incertidumbre en la descripción de la red, se traduce inevitablemente en una incertidumbre en las predicciones del modelo establecido, a la hora de simular el flujo en el interior del sistema. A este respecto, los modelos estocásticos (Smith y Freeze, 1979), pudieran ofrecer una posible solución proporcionando predicciones y estableciendo el potencial rango de incertidumbre por efecto de la incertidumbre en la información de base. En suma, por todas estas razones, son relativamente escasas las investigaciones que han sido desarrolladas sobre acuíferos fracturados en régimen natural y, en particular, sobre los de naturaleza kárstica.

SIMULACIÓN DE FLUJO EN UN MEDIO POROSO FRACTURADO

A pesar de las dificultades que conlleva el estudio de los medios fracturados, numerosos avances han sido alcanzados en la modelación de flujo y transporte, introduciendo nuevos conceptos lo que representa un progreso significativo. Así, entre los más sofisticados planteamientos matemáticos que describen el flujo y el transporte en medios fracturados, cabe citar los formulados por Shapiro (1987). A estos avances hay que añadir numerosos esquemas numéricos que permiten la solución de las ecuaciones que gobiernan los diferentes procesos. Dichos esquemas se basan en la técnica del elemento finito o el método integrado de diferencias finitas y elemento finito. Así mismo, en la literatura hidrogeológica es posible encontrar algunos trabajos en los que se explicita el desarrollo de soluciones analíticas aplicables a medios fracturados, para flujo y transporte.

Entre las primeras aportaciones, se puede mencionar la de Gureghiam (1975) quien presentó un modelo de elemento finito para flujo en tres dimensiones en un medio poroso fracturado. Este autor utilizó elementos tetraédricos para la matriz y elementos triangulares para representar las fracturas, los cuales fueron diseñados para corresponder con los lados de los tetraedros seleccionados. Este modelo, aunque formulado bajo una perspectiva diferente, conceptualmente es similar al modelo presentado por Wilson y Witherspoon (1974).

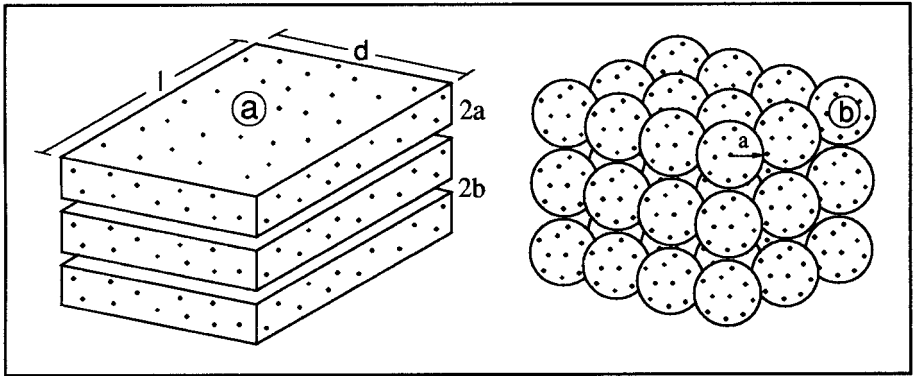


Figura 1. Modelos de doble porosidad: a) bloques prismáticos, b) modelo de esferas.

Posteriormente, formulaciones en cierto modo análogas han sido desarrolladas por Baca et al. (1984), dirigidas al flujo y transporte de masa en un medio poroso fracturado. En dicho trabajo se plantearon dos ecuaciones, tomando como base el esquema del elemento finito, las cuales fueron combinadas mediante el método de los residuos pesados de Galerkin. Este planteamiento actualmente, es seguido por una gran número de investigadores, advirtiéndose en sus estudios una clara tendencia a reproducir datos de series históricas y experimentales.

Como vemos, para la completa descripción del movimiento del agua subterránea en un medio fracturado se requiere de dos ecuaciones. En el modelo de doble porosidad, se emplean dos ecuaciones continuas, una para las fracturas y otra para los bloques, estando a su vez estas dos ecuaciones asociadas mediante una función de transferencia, que describe el intercambio de masa entre los bloques y las fracturas. En este último caso se puede optar por idealizar el sistema de dos maneras, bien mediante un modelo de bloques rectangulares o asimilándolo a un modelo de esferas (figura. 1).

Por ejemplo, en el caso de un acuífero fracturado en régimen de confinamiento, la ecuación que describe el flujo en el dominio de las fracturas puede escribirse como:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\alpha_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q \quad i = 1,2 \quad (1)$$

donde h es la carga hidráulica en la fractura, T_{ij} y S representan el tensor de la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento de la formación fracturada, respectivamente; α es la tasa de transferencia de fluido por área unitaria, del bloque poroso hacia las fracturas, y q constituye la tasa volumétrica de fluido por área unitaria, proveniente de fuentes como pozos de inyección y recarga por precipitación (o bombeo).

T_{ij} y S para el sistema fracturado pueden ser expresados como:

$$T_{ij} = r HK_{ij} \tag{2}$$

$$S = H S_s \quad \text{acuifero confinado} \tag{3}$$

$$\text{acuifero libre} \quad S = r H S_s + S_y \tag{4}$$

donde H es el espesor de la formación modelada, K_{ij} es la conductividad hidráulica y S_s es el coeficiente de almacenamiento específico de las fracturas representativas; S_y es el almacenamiento específico del sistema fracturado, y ϕ_f es la porosidad de la fractura, definida como el volumen de fracturas por volumen unitario de la formación.

El término Λ en la ecuación 1 representa la interacción entre la matriz porosa y la fractura. Como la carga hidráulica es reducida en la fractura, el fluido fluye de la matriz hacia las fracturas, de modo que el flujo Λ es una función de la carga en las fracturas y de la carga en la matriz porosa. De este modo, y asumiendo que la permeabilidad de la matriz porosa es pequeña comparada con la permeabilidad de la fractura, la distribución de la carga hidráulica en una matriz de bloques puede establecerse resolviendo un problema de flujo transitorio en una dimensión.

En este sentido, en la presente investigación se optó por utilizar el modelo TRAFRAP-WT, cuyas características permiten analizar un acuifero fracturado desde la perspectiva de la doble porosidad. Además, un somero análisis de las peculiaridades del acuifero en estudio que, a continuación se muestran, permiten llegar a la conclusión, de que éste posee, entre otras características, una muy escasa regulación; en consecuencia, parece más realista abordar el análisis de flujo de acuerdo con el concepto de doble porosidad.

Huyakorn et al. (1994) desarrollaron el modelo TRAFRAP-WT, basado en el código de elemento finito en dos dimensiones, para analizar el flujo y el transporte de contaminantes en medios porosos fracturados bajo los dos enfoques alternativos ya mencionados de fracturas discretas y/o doble porosidad. Este modelo permite, así mismo, simular procesos de flujo y transporte en acuíferos confinados y no confinados de naturaleza granular (no fracturados). El lector que requiera más detalles sobre el funcionamiento de dicho modelo puede acudir al manual de operación (Huyakorn et al., 1994).

EL ACUÍFERO DE ITXINA

El acuifero de Itxina, situado en la provincia de Bizkaia, constituye una unidad morfoestructural integrante de la alineación montañosa que, en buena parte de la Comunidad Autónoma Vasca define la divisoria de aguas superficiales entre las vertientes cantábrica y mediterránea. Geográficamente está representado

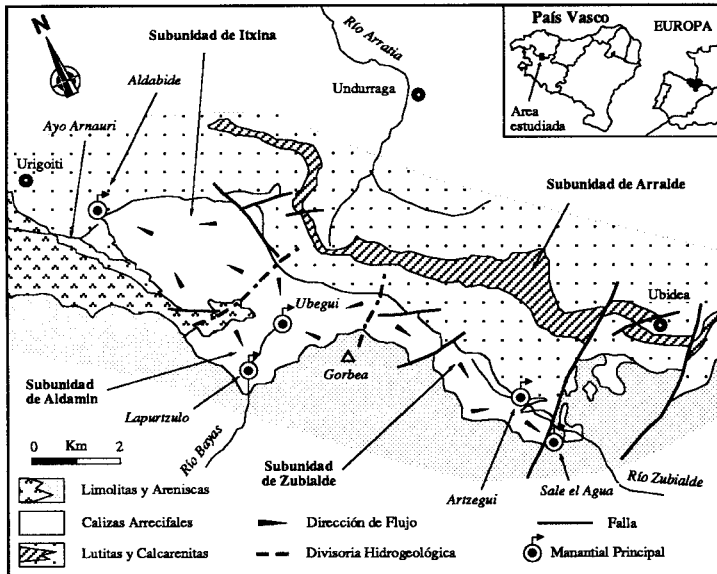


Figura 2. Esquema hidrogeológico del macizo del Gorbea.

por un área amesetada de geometría triangular y relieve especialmente accidentado, conocida como montes de Itxina, que tiene como puntos culminantes a las cumbres de Aitzkorrhigane (1.090 m), Lekanda (1.308 m) e Ipergorta (1.225 m).

Lateralmente presenta una red hidrográfica divergente estructurada en dos vertientes a partir de las elevaciones de Gorostieta. Así, mientras hacia el Norte los flujos superficiales se canalizan a través de los ríos Arnauri y Arratia, tributarios respectivamente de los ríos Nervión e Ibaizabal, por el Sur el drenaje se organiza hacia el río Zadorra siguiendo el cauce del río Bayas. Así mismo es de destacar la existencia de la depresión conocida como campos de Arraba, desarrollada sobre una plataforma estructural colgada sobre el valle de Arratia, que se caracteriza por la presencia de una red de drenaje propia de carácter endorreico que finaliza al pie de los montes de Itxina.

Geológicamente el macizo de Itxina forma parte de una unidad de orden mayor (unidad del Macizo del Gorbea) cuyos materiales aflorantes, correspondientes al Cretácico inferior, se agrupan básicamente en dos conjuntos litológicos conocidos como complejo Urganiano y Supraurgoniano (Ramírez del Pozo, 1972; IGME, 1978; EVE, 1992). El superior (Supraurgoniano) muestra un carácter predominantemente terrígeno e incluye las formaciones detríticas del Albense-Cenomanense, en tanto que el inferior (Urganiano) está representado por las secuencias marinas de edad Aptense-Albense que engloban desde materiales detríticos hasta calizas arrecifales (figura 2).

Este último presenta una notable complejidad desde el punto de vista estratigráfico, pudiéndose reconocer en algunos puntos de sus afloramientos

tos numerosas interdigitaciones e importantes cambios laterales de facies. Además hay que destacar la presencia de depósitos cuaternarios asociados en unos casos a los procesos erosivos actuales, representados por depósitos de pié de monte, desigualmente distribuidos hacia la base de los principales escarpes, y en otros están relacionados con los mecanismos de disolución de las formaciones carbonatadas que dan lugar a la existencia de los niveles de alteración que contribuyen al relleno de las depresiones kársticas existentes (figura 3).

Desde el punto de vista tectónico el macizo de Itxina no presenta mayor complejidad estructural, si bien pueden reconocerse algunas dislocaciones que localmente trastocan la geometría de sus bordes (figura 2). En general, los materiales aflorantes definen suaves estructuras monoclinales, de bajos buzamientos hacia el suroeste, y presentan una baja deformación a excepción de las formaciones carbonatadas, en las que es común la presencia de numerosos y densos sistemas de diclitas y, en menor proporción, de fallas normales, en su mayor parte de carácter distensivo, a partir de los cuales se ha desarrollado todo un espectacular cortejo de fenómenos kársticos (figura 3).

El acuífero de Itxina constituye una subunidad hidrogeológica independiente a pesar de estar integrado en la Unidad Hidrogeológica de Itxina (EVE, 1996), con la que presenta una cierta continuidad física en su borde meridional (figura 2). Está representado por un afloramiento de unos 6 km² de calizas urgonianas desigualmente desarrolladas, dado su carácter arrecifal, que en algunos puntos llegan a superar ampliamente los 300 metros de potencia. Presenta una tipología de acuífero libre, estructuralmente colgado, y se caracteriza por presentar altos valores de permeabilidad por fracturación y karstificación, lo que unido al carácter endorreico de sus materiales en superficie, con profusión de formas de absorción bien patentes, contribuye a que la infiltración se realice de forma extremadamente rápida.

Con una lluvia útil de unos 1.300 mm y una infiltración prácticamente total de la misma, sus recursos subterráneos interanuales pueden cifrarse en cerca de los 8 Hm³, cuya descarga se efectúa de forma minoritaria por el conjunto de manantiales situados en sus bordes oriental y occidental, entre los cabe citar las fuentes de Atxular y Arteta y el nacedero de Altziturri (figuras 2 y 3). En general, dichos manantiales muestran bajos caudales y una gran irregularidad cuyos funcionamientos estarían asociados al drenaje de pequeñas estructuras y depresiones cercanas. La surgencia más importante de la unidad es el manantial de Aldabide, situado en el extremo septentrional del macizo y en la cota más baja del mismo (725 m), en el contacto con los materiales impermeables subyacentes. A través de este punto se produce la principal descarga del macizo de Itxina (el 85% de los recursos), con un caudal anual medio aproximado de 250 l/seg.

Se trata de una surgencia permanente caracterizada por importantes oscilaciones de caudal correspondientes a tiempos de respuesta, ante una ocasional precipitación, de escasas horas, lo que evidencia la baja capaci-

dad de autorregulación del acuífero, puesta de manifiesto en anteriores estudios (Antigüedad, 1986; EVE, 1992; Llanos y Garfias, 1996). Así mismo, puede afirmarse que la vehiculización de estos recursos a través del acuífero se realizaría a favor de amplios conductos según un esquema general de circulación subterránea, en dirección NNW, desde su extremo suroriental, en los sumideros existentes en las campas de Arraba (figuras 2 y 3), hasta el manantial de Aldabide, principal colector del acuífero.

LAS FORMAS KÁRSTICAS

Las calizas arrecifales muestran una gran variedad de fenómenos relacionados con el modelado kárstico que incluye tanto formas externas como internas. Entre las primeras cabe citar los lapiazes que contribuyen de un modo decisivo a la infiltración del agua atmosférica. Presentan diversas modalidades con desigual desarrollo, si bien todas ellas están controladas por la fracturación y por la evolución en el tiempo de diversos factores de carácter bio-climático. En la unidad de Itxina ocupan amplias superficies de elevadas pendientes, especialmente intensas en las zonas inmediatas a la línea de cumbres que bordea la unidad (GEV, 1971; Latasa, 1997).

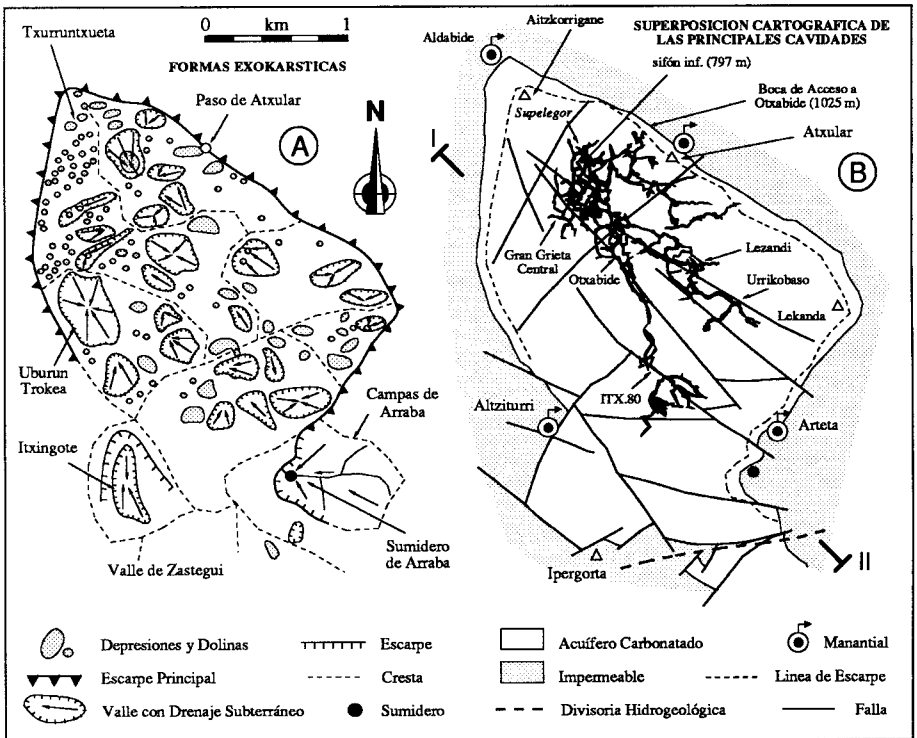


Figura 3. Esquema de las morfologías kársticas del macizo de Itxina.

La dolinas son igualmente numerosas y constituyen formas características del karst de Itxina. En su mayor parte se encuentran agrupadas en torno a los principales accidentes tectónicos, pudiendo mostrar un desigual desarrollo unas de otras. En general, presentan unas claras morfologías de tendencia embudiforme aunque puntualmente variables. Así, es posible reconocer tanto dolinas de disolución asociadas a los procesos de fusión de nieve (origen nival), como dolinas de hundimiento. En el primer caso se presentan como auténticos pozos verticales que ocasionalmente dan paso a profundas simas como la de Lezandi, y en el segundo corresponden a formas superficiales de colapso sobre conductos previamente desarrollados en el interior de las calizas. A este último tipo de morfologías responden las bocas de acceso de cavidades tales como Supelegor y la Gran Grieta Central (Latasa, 1997).

Así mismo, es de reseñar la presencia de diferentes "poljes" o valles ciegos en la unidad originados por la evolución y posterior coalescencia de dolinas contiguas dando lugar a la formación de importantes depresiones cerradas de hábito generalmente elipsoidal caracterizadas por una circulación del agua de tipo endorreico. Entre ellas deben citarse la existente en Arko Axpe, y en las inmediaciones de la sima de Urrikobaso, entre otras, destacando por su espectacular desarrollo la presente en el término de Itxingote localizado en el extremo suroccidental de la unidad (figura 3A).

Por su parte, las formas endokársticas son muy numerosas destacando tanto por su magnitud como por su desarrollo. En este sentido, los últimos estudios espeleológicos llevados a cabo en este sistema arrojan unos índices de karstificación muy elevados, si los comparamos con otros sistemas vecinos desarrollados en similares materiales, como los karst de Aitzkorri y Amboto-Aramotz, con más de 25 cavidades por km² (Maetz, 1994; Latasa, 1997) y una longitud de conductos por km² superior a los 6 km. La existencia de estos conductos puestos de manifiesto por sucesivas generaciones de espeleólogos vascos (GEV, 1971; GEV, 1975; GEV, 1985; GAES, 1997; Latasa, 1997), es de una importancia capital ya que condicionan las direcciones de drenaje y las modalidades de tránsito del agua subterránea en el acuífero.

Sin entrar en la descripción de las distintas fases evolutivas de este sistema que han desembocado en la implantación de la compleja red de conductos y cavidades actualmente observables, y al margen de procesos morfogenéticos diversos que, de un modo colateral, tienen que ver con el desarrollo del cavernamiento, conviene señalar que, en su mayor parte, se ha instaurado bajo un estricto control estructural, hasta el punto de que algunas de las cavidades muestran una acusada relación espacial con la existencia de accidentes mayores que intersectan longitudinalmente la unidad. Este hecho se patentiza aún más si cabe al analizar la figura 3B, en la que se muestra un encaje topográfico de las cavidades más importantes (in Latasa, 1997) superpuesto al esquema hidrogeológico simplificado de la unidad.

RESULTADOS

En base a las características hidrogeológicas y estructurales del macizo de Itxina, para la aplicación del modelo de flujo se abordó inicialmente una etapa de conceptualización del acuífero, cuyos resultados se esquematizan en la figura 4A. Las condiciones de base utilizadas fueron las siguientes. Por un lado, se consideró la simulación de flujo del sistema como la correspondiente a un acuífero no confinado y en condiciones estacionarias y, por otro, se asimiló el medio rocoso compuesto por fracturas paralelas regularmente distribuidas en el interior de una matriz de bloques prismáticos. Los valores de los parámetros físicos empleados en la simulación se resumen en la figura 4B. Del mismo modo, las aberturas de las fracturas y el espesor de cada bloque prismático se establecieron en 0,5 ft y 10 ft, aproximadamente equivalentes a 15 cm y a 3 m, respectivamente.

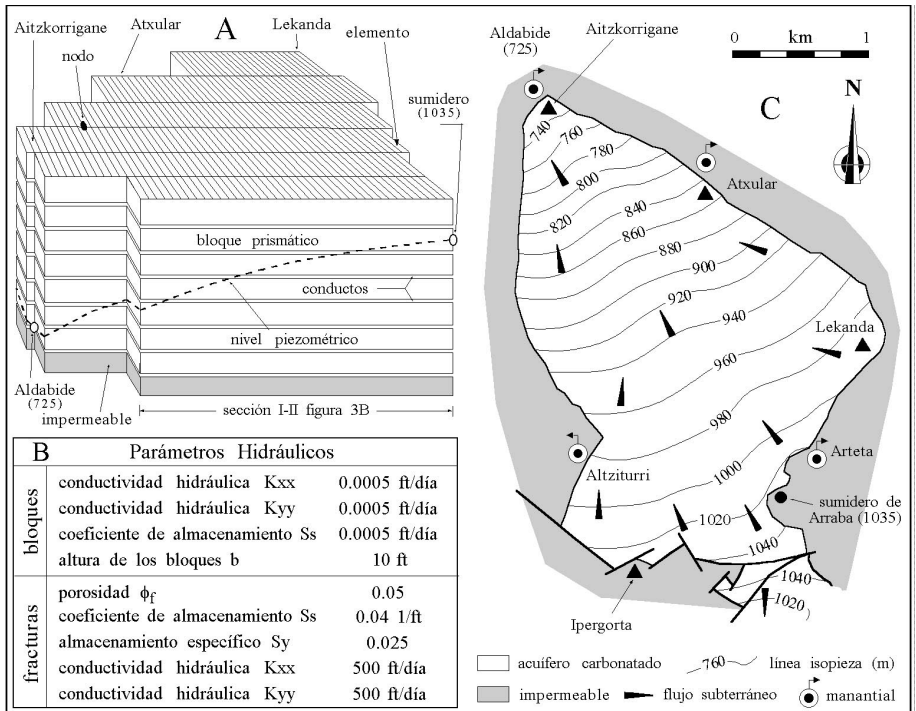


Figura 4. Modelo conceptual del acuífero (A), parámetros hidráulicos asignados a la matriz de bloques y a las fracturas (B), distribución de las líneas isopiezas (C).

A fin de obtener una solución basada en el esquema del método de los elementos finitos, fue necesario establecer una malla rectangular compuesta de 217 nodos y 180 elementos para representar el dominio de flujo en dos dimensiones (figura 4A). El espaciamiento entre filas y columnas fue

considerado como constante, lo que dio como resultado una malla de 7 líneas horizontales y 31 líneas verticales. Además, el bloque prismático fue discretizado tratando de reproducir la forma del acuífero de Itxina, cuyos contornos naturales muestran frentes escarpados en las fronteras confluyendo finalmente en el manantial de Aldabide.

Por otra parte, se consideró como eje de referencia del modelo el nivel de base impermeable del acuífero, constituyendo éste el punto cero del sistema, e igualmente se estableció la altura promedio del acuífero en 300 m. De este modo, el manantial de Aldabide (punto más bajo) y el sumidero de las campas de Arraba, con unas alturas de 725 m y de 1.035 m respectivamente, constituyen los dos puntos de referencia, inferior y superior, del nivel freático, o lo que es lo mismo, dichos puntos fueron asimilados a condiciones de frontera de primer orden, o Dirichlet, en el modelo (figura 4).

En base a estas premisas se efectuaron diferentes simulaciones previas al objeto de definir la distribución más probable del nivel freático a lo largo del sistema kárstico. Hay que reseñar que para su definición, y dado que por el momento no existen observaciones piezométricas en el acuífero de Itxina, se tuvo en cuenta únicamente como punto de referencia adicional del nivel freático el nivel dinámico, de 797 m, reportado en el sifón terminal de la cueva de Otxabide (GEV, 1985). En la figura 4C se muestra la distribución de las diferentes líneas isopiezas simuladas, advirtiéndose una pequeña discrepancia en la posición del nivel dinámico observado en el sifón ya comentado (figura 3) y el nivel calculado por el modelo (figura 4C). Estas diferencias se explicarían, razonablemente, por la variabilidad del medio rocoso, caracterizado por una notable heterogeneidad, en el que el flujo estaría básicamente condicionado por la distribución de las fracturas, cuya variabilidad es altamente aleatoria.

Bajo estas mismas circunstancias, se consideró, así mismo, el flujo en el manantial de Aldabide, de modo que, teniendo en cuenta las condiciones de frontera anteriormente prescritas y una vez alcanzada la estabilidad en el proceso de modelación, se obtuvo un caudal promedio de 239 l/s en condiciones estacionarias. Informaciones recientes sobre las aportaciones medias interanuales de dicho manantial coinciden en asignarle un caudal promedio de 250 l/s (EVE, 1992; Llanos y Garfias, 1996), el cual difiere ligeramente del valor obtenido en la modelación. Pese a ello hay que indicar que ambos guardan una estrecha convergencia y que el valor obtenido se encuentra dentro de los márgenes aceptables, por lo que constituye un buen elemento alternativo para la verificación del modelo aplicado.

Las condiciones anteriores fueron aplicadas considerando una situación en el acuífero propia de un régimen natural, no influenciado, esto es, sin intervención alguna externa al sistema, tales como bombeos, recarga, etc. Por ello, en una segunda instancia, se tuvo en cuenta el efecto de la recarga sobre el sistema considerando un valor constante de la misma de 0.01 ft/d y manteniendo las condiciones de frontera invariables (condición de Dirichlet). Bajo estas nuevas condiciones, el modelo muestra un ligero

aumento del nivel freático, que se manifiesta por el correspondiente incremento del caudal en el manantial de Aldabide que pasa de 239 l/s a 246 l/s. A pesar de la adición de la recarga, el cambio en el nivel freático no es substancial, lo que confirma la falta de regulación existente en el sistema, debido al alto grado de canalización existente.

CONCLUSIONES

El sistema acuífero en estudio es complejo y extraordinariamente difícil de caracterizar, especialmente por el alto grado de karstificación alcanzado. A este respecto hay que hacer notar una vez más que la información disponible se ha limitado únicamente a la morfología y desigual desarrollo de las formas endokársticas observables, sin considerar otros elementos de referencia que pudieran arrojar cierta luz sobre la evolución de la superficie piezométrica en el acuífero. Esta situación representa de hecho una gran limitación en la investigación, dado que, como ya se ha esbozado, resulta difícil definir con exactitud la geometría de la red de fracturas y conductos, lo que se traduce en una incertidumbre en las predicciones del modelo para simular el flujo del sistema.

Es indudable que el modelo introduce un alto grado de simplificación, a partir del momento que considera bloques prismáticos regulares, cuando en la realidad la forma y variación de las fracturas y bloques es completamente irregular. No obstante, la información disponible ha permitido aplicar un modelo de doble porosidad, dando como resultado una estimación del nivel freático y del caudal en el manantial de Aldabide, principal surgencia del macizo de Itxina. Las diferentes simulaciones han permitido caracterizar al acuífero como un sistema altamente canalizado con una rápida respuesta a las sollicitaciones externas. Sin embargo, las predicciones bajo estas condiciones necesitan ser consideradas con cierta prudencia, dado que, por el momento, no existen elementos de juicio que permitan un más adecuado conocimiento de los parámetros hidrogeológicos del acuífero, los cuales permitirían alcanzar un mayor grado de ajuste por el modelo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su más vivo agradecimiento a los antiguos compañeros del Grupo Espeleológico Vizcaíno por sus valiosísimas aportaciones y facilidades, de todo tipo, prestadas para el desarrollo de este estudio, a las familias Intxaurreaga, Olabarria y Olabarri de Zeanuri, Urigoiti e Ibarra respectivamente, así como al Centro Territorial del País Vasco del Instituto Nacional de Meteorología, al Ayuntamiento de Orozko y al Servicio Vasco de Meteorología.

BIBLIOGRAFÍA

- ANTIGÜEDAD, I. (1986). Estudio Hidrogeológico de la Cuenca Nervión-Ibaizábal. Tesis Doctoral Universidad del País Vasco, 320 pp. Leioa, Bizkaia.
- BACA, R.G., ARNETT, R.C.; LANGFORD, C.W. (1984). Modeling of fluid flow in fractured porous rock masses by finite-element techniques. *Int. J. Num. Meth. Fluids*, 4, 337-348.
- BERKOWITZ, B., BEAR, J.; BRAESTER, C. (1988). Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations. *Water Resour. Res.*, 24, 1225-1236.
- BRUGGEMAN, A.C.; MOSTAGHIMI, S. (1991). Simulation of preferential flow and solute transport using an efficient finite element model. In *Preferential Flow*, edited by T.J. Gish and A. Shirmohammadi, pp. 244-255, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Mich.
- DAVIDSON, M.R. (1985). Numerical calculation of saturated-unsaturated infiltration in a cracked soil. *Water Resour. Res.*, 21, 709-714.
- DUDLEY, A.L., PETERS, R.R., GAUTHIER, J.H., WILSON, M.L., TIERNEY, M.S.; KLAVETTER, E.A. (1988). Yucca Mountain Project, Total system performance assessment code (TOSPAC), vol. 1, Physical and mathematical bases. Sandia Rep. San85-0002, Sandia Natl. Lab., Albuquerque, N. M.
- DUGUID, J.O.; LOE, P.C.Y. (1977). Flow in fractured porous media. *Water Resour. Res.*, 13, 558-566.
- EVE (1992). Investigación Hidrogeológica del Área de Itxina. Ente Vasco de la Energía. Bilbao-Bilbo, (informe inédito).
- EVE (1996). Mapa Hidrogeológico del País Vasco a escala 1:100.000. Bilbao.
- GAES (1997). Inventario de Cavidades de Itxina. Bilbao-Bilbo, (informe inédito).
- GEV (1971). Observaciones Preliminares sobre el Macizo Kárstico de Itxina. Macizo del Gorbea (Vizcaya). *Kobie* 3, pp. 56-99. Bilbao-Bilbo.
- GEV (1975). Simas Vizcaínas con un Desnivel Mayor de 200 metros. *Kobie* 6, pp. 209-242. Bilbao-Bilbo.
- GEV (1985). Catálogo de Cuevas de Vizcaya. Edit. Diputación Foral del Señorío de Vizcaya, 95 p. Bilbao, España.
- GUREGHIAN, A.B. (1975). A study by the finite element method of the influence of fractures in confined aquifers. *Soc. Pet. Eng. J.*, 15, 181-191.
- HUYAKORN, P.S.; WHITE, H.O.; WADSWORTH, T.D. (Jr); BUCKLEY, J.E. (1994). TRAFRAP-WT, Two-Dimensional Fluid Flow and Solute Transport in Fractured Rock. International Ground Water Modeling Center. Colorado School of Mines.
- IGME (1978). Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000 (serie MAGNA), Hoja n.º: 87 (Elorrio). Edit. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España
- LATASA, I. (1997). El Karst de Itxina. Últimas Exploraciones Espeleológicas. Karaitza, vol. 6, pp. 9-20. Ed. Unión de Espeleólogos Vascos-Euskal Espeleologoen Elkargoa. Donostia-San Sebastián.
- LLANOS, H.; GARFIAS, J. (1996). Reconstitución de Hidrogramas de Manantiales de la Unidad Hidrogeológica del Macizo del Gorbea (País Vasco). In *Contribuciones a*

la Investigación y Gestión del Agua Subterránea, pp. 115-130. (I. Morell y J.R. Fagundo, eds.). Universitat Jaume I. Castellón, España.

- MAEZTU, J.J. (1994). Modelo para le Descripción de Cavidades y del Karst. Karaitza, vol. 3, pp. 1-2. Ed. Unión de Espeleólogos Vascos-Euskal Espeleologoen Elkargoa. Donostia-San Sebastián.
- PRUESS, K.; WANG, J.S.Y.; TSANG, Y.W. (1990). On thermohydrologic conditions near high-level nuclear wastes emplaced in partially saturated fractured tuff, 1, Simulation studies with explicit consideration of fracture effects. *Water Resour. Res.*, 26, 1235-1248.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973). Síntesis Geológica de la Provincia de Álava. Edit. Dpto. de Obras Sociales de la Caja Municipal de Ahorros de Álava, 90 pp. Vitoria-Gasteiz.
- SCHWARTS, F.W.; SMITH, L. (1987). An overview of the stochastic modeling of dispersion in fractured media. Pp. 729-750 in *Advances in Transport Phenomena in Porous media*, J. Bear and M.Y. Corapcioglu, eds. NATO Advanced Study Institutes Series, Series E Applied Sciences, Vol. 128. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht.
- SHAPIRO, A.M. (1987). Transport equations for fractured porous media. Pp. 407-471 in *Advances in Transport Phenomena in Porous Media*, J. Bear; M. Y. Corapcioglu, eds. NATO Advanced Study Institutes Series, Series E Applied Sciences, Vol. 128. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht.
- SMITH, L.; FREEZE, R.A. (1979). Stochastic analysis of steady state groundwater flow in a bounded domain, 1. One-dimensional simulations. *Water Resour. Res.* 15 (3), 521-528.
- VAN GENUCHTEN, M.T.; DALTON, F.N. (1986). Models for simulating salt movement in aggregated field soils. *Geoderma*, 38, 165-183.
- WANG, J.S.Y.; NARASIMHAN, T.N. (1985). Hydrologic mechanisms governing fluid flow in a partially saturated, fractured, porous medium. *Water Resour. Res.*, 21, 1.861-1.874.
- WILSON, C.R.; WITHERSPOON, PA. (1974). Steady state flow in rigid networks of fractures. *Water Resour. Res.*, 10 (2), 328-335.
- ZIMMERMAN, R.W.; CHEN, G.; HADGU, T.; BOOVARSSON, G.S. (1993). A Numerical Dual-Porosity Model with Semianalytical Treatment of Fracture/Matrix Flow. *Water Resour. Res.*, Vol. 29 (7), pp. 2.117-2.137.