

ZUBÍA. Monográfico	10	45-61	Logroño	1998
--------------------	----	-------	---------	------

SIMULACIÓN MATEMÁTICA DEL FLUJO Y TRANSPORTE DE CALOR DEL SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DE CAMEROS

P. Coloma López*
J.A. Sánchez Navarro*
J.C. Jorge Ulecia**

RESUMEN

En este trabajo hemos procedido a modelizar mediante el programa de elementos finitos TRACONF el flujo y el transporte de calor en un corte vertical representativo del funcionamiento hidrogeológico de los manantiales termales de Baños de Fitero (Navarra) y Arnedillo (La Rioja), que se ubican en la parte oriental de la Sierra de Cameros, en el contacto entre esta unidad de la Cordillera Ibérica y los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro (sector Riojano), en las cuencas de los ríos Alhama y Cidacos, respectivamente. Estos manantiales tienen su origen en flujos subterráneos de tipo regional que circulan a través de los materiales del Jurásico marino (especialmente del Lías inferior), materiales en los que se desarrolla un acuífero carbonatado kárstico. La descarga principal de este acuífero se produce en el contacto entre estos materiales –correspondientes a la unidad cabalgante de Cameros– y los materiales terciarios de la Depresión del Ebro, en los puntos en que los ríos atraviesan el citado contacto. Se trata de un sistema de circulación regional, en el que la topografía y el contraste de permeabilidades entre el acuífero superior (Weald) y el acuífero subyacente, condiciona la existencia de sistemas de flujo local en el medio superior menos permeable y un sistema de flujo regional a través del acuífero inferior, que actúa como “dren de fondo” de los materiales suprayacentes. Este sistema de circulación

(*) Departamento de Ciencias de La Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

(**) Departamento de Matemática e Informática. Universidad Pública de Navarra. 31002 PAMPLONA

del agua subterránea implica que en las zonas de descarga se alcancen valores del gradiente geotérmico superiores al normal. Los valores deducidos se aproximan con bastante exactitud a los observados.

Palabras clave: manantiales termales, Cameros, karstificación, simulación, anomalías del gradiente geotérmico

In this work we have proceed to apply the finite elements program TRACONF and thereafter to simulate the flow and the heat transport in a vertical cross-section of the thermal springs of Baños de Fitero (Navarra) and Arnedillo (La Rioja). These springs are located in the eastern part of the Cameros Chain, in the contact between the Iberian Chain and the Ebro Basin materials, in the basins of the Alhama and Cidacos rivers respectively. These springs have their origin in a regional groundwater flow system through the materials of the marine Jurassic (especially of the lower Lías) that constitute a karstified carbonate aquifer. The main discharges of this aquifer takes place in the contact among these materials –included in the Cameros unit– and the Ebro Basin materials in the points in which the river crosses the cited contact. In the Cameros context is evidenced a regional groundwater flow system, the topography and the contrast of permeabilities (aquitard/aquifer) imply the existence of local flow systems in the aquitard and a regional system through lower aquifer that acts as “main drain” of the upper materials. The geothermal gradient in the discharge zones is more high than the mean geothermal gradient.

Key words: thermal springs, Cameros, karstification, simulation, anomalies of geothermal gradient.

0. INTRODUCCIÓN

Los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo forman parte de una serie de manifestaciones geotérmicas e hidrogeológicas en general, que tienen lugar en el contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión Terciaria del Ebro que se encuentran topográfica, estratigráfica y estructuralmente relacionadas y que básicamente corresponden a un conjunto de manantiales de caudal constante que en algunos de ellos supera los 500 l/s, altas temperaturas de surgencia, elevadas mineralizaciones, composición química sulfatada cálcica o clorurada sódica y bajos o nulos contenidos en tritio, que se han interpretado como originadas por un flujo subterráneo de tipo regional (Coloma et al., 1997) asociadas a los materiales del Jurásico en facies carbonatadas, especialmente al Lías inferior.

Tras establecer recientemente el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico para dichas surgencias en su sector más occidental (sector Riojano) dónde

se ubican los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo, que son las manifestaciones de más alta temperatura de la Ibérica, hemos procedido con el fin de validar este modelo conceptual a modelizar mediante un programa de elementos finitos (TRACONF; Carrera et al., 1989) un corte vertical representativo y posteriormente a simular el flujo y el transporte de calor. El establecimiento de este modelo ha sido posible gracias a los modernos perfiles de sismica de reflexión que han sido realizados en la zona con fines de investigación petrolífera y que han permitido conocer la geometría en profundidad con bastante aproximación a la realidad.

1. ESTRUCTURA GEOLÓGICA

En la actualidad es posible conocer la estructura geológica en profundidad de gran parte de la zona de estudio gracias a la disponibilidad de perfiles de sismica de reflexión y a datos de sondeos profundos de investigación petrolífera realizados en La Rioja entre los años 1975 y 1986, que ha permitido la interpretación de la estructura. En este sentido destaca el trabajo de Casas (1992) que presenta varios cortes a escala 1:50.000 del contacto cabalgante entre la Cordillera Ibérica y la Depresión Terciaria del Ebro y mapas de geometría en profundidad; el desplazamiento máximo deducido es del orden de 30 km (Casas, 1992). El nivel de despegue fundamental del cabalgamiento lo constituirían los materiales lutítico-yesíferos triásicos.

La estructura de la Sierra de Cameros refleja la inversión tectónica de la serie mesozoica ocurrida durante el Terciario (figuras 1 y 2); la geometría general es de una rampa suave en el bloque inferior, con buzamiento de unos 12° , y un rellano continuo de bloque superior, desarrollado en los materiales triásicos (Casas, 1993). Esta geometría varía tanto hacia el sector oriental, donde la rampa de bloque inferior presenta una pendiente algo mayor, de unos 30° , como hacia el central, donde aparece un rellano en los dos bloques. El sentido de desplazamiento del bloque superior es hacia el NNW. Destaca en los perfiles sísmicos la geometría sigmoidal de los cuerpos sedimentarios correspondientes a los materiales en facies wealdica (reseñada en el corte de la figura 2); esta geometría es interpretada de diferente forma por distintos autores: Guiraud et al. (1985), Casas (1993) y Mas et al. (1993) la consideran asociada a un desplazamiento del depoeje hacia el N conforme progresaba la sedimentación, mientras que Casas y Gil (comunicación personal) sostienen que el depoeje no habría migrado hacia el N, y al comienzo de la sedimentación de los grupos Urbión y Oliván se habría producido una rápida migración del depocentro hacia el interior de la cuenca ("basinward shift").

En base a los datos y cortes citados y al estudio e interpretación (o reinterpretación) de perfiles de sismica de reflexión y sondeos de investigación y captación de aguas subterráneas, hemos realizado un corte transversal al cabalgamiento que

muestra claramente el importante desplazamiento que los materiales de la Cordillera Ibérica tienen sobre los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro y la geometría de laxo sinclinal en profundidad de la Cuenca de Los Cameros (figura 2).

2. MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

En función del comportamiento hidrogeológico diferenciamos entre las facies Keuper, el Jurásico marino, las facies Weald y el Terciario.

Las facies Keuper, de naturaleza margoevaporítica, funcionan como sustrato impermeable de los flujos regionales, constituyéndose como barrera hidráulica en el frente de cabalgamiento.

El Jurásico marino alberga litologías diversas, predominando las calizas, brechas y carniolas; está estructurado en tres niveles, el inferior, que corresponde al Grupo Renales (Formaciones Dolomías de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas) con una potencia comprendida entre 100 y 200 metros y con características de acuífero; el Grupo Ablanquejo (Fms. Margas del Cerro del Pez, Calizas Bioclásticas de Barahona y Margas y Calizas de Turmiel) de unos 200 metros de potencia y con carácter impermeable y el Dogger y Malm (Formaciones Carbonatada de Chelva, Calizas Negras de Aldealpozo y Calizas con Corales de Torrecilla en Cameros) con una potencia comprendida entre 50 y 400 m y de carácter permeable. Por tanto el jurásico marino incluye dos unidades permeables separadas por una impermeable, si bien existe conexión hidráulica entre las dos unidades, debido a la intensa fracturación que les afecta como consecuencia de la extensión sufrida durante la formación de la cuenca cretácica; de manera que toda esta serie de formaciones más o menos permeables conectadas hidráulicamente constituyen el nivel de drenaje regional de la Cordillera Ibérica (Sánchez Navarro et al., 1990; Sánchez Navarro et al., 1992; Coloma, 1995, 97; Coloma et al., 1995; Coloma et al., 1997) a través del que se canalizan los flujos regionales. No obstante destaca como nivel mucho más permeable el correspondiente al Lías inferior formado por las dolomías y carniolas de la Formación Cortes de Tajuña a través del cual se produce el flujo más importante; tiene el carácter de acuífero kárstico de flujo difuso; mientras que el resto de las formaciones jurásicas constituyen en conjunto un acuífero kárstico por fisuración (según la tipología de Bayó et al., 1986).

Las facies weald son poco permeables, si bien algunos tramos de los grupos Tera y Oncala pueden considerarse acuíferos. La baja permeabilidad de estos materiales queda patente por la presencia de un gran número de pequeños manantiales en las mismas ubicados generalmente en el fondo de los cauces. El comportamiento hidráulico es el de acuitardo.

El terciario continental se considera prácticamente impermeable o poco permeable a la escala de trabajo.

La recarga tiene lugar por infiltración del agua de lluvia en los materiales jurásicos, por la pérdida de agua que sufren ríos y barrancos al atravesarlos y —el componente más importante— a través de las transferencias subterráneas de las facies Weald; el agua infiltrada en el acuitardo es transferida en parte al acuífero subyacente mesozoico que se halla a gran profundidad y que hace de colector y dren de los materiales suprayacentes.

La descarga regional se produce en el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión del Ebro; la complejidad estructural provoca que los manantiales presenten características de caudal, composición y temperatura muy variadas entre las que se encuentran los manantiales termales referidos anteriormente, la descarga más importante tiene lugar directamente en el cauce de los ríos Alhama y Cidacos, estos aportes, evaluados en 175 l/s para el Cidacos y 115 l/s para el Alhama, presentan un carácter mezcla entre flujos termales y no termales (Coloma, 1997).

Los manantiales de Baños de Fitero surgen a más de 46 °C de temperatura con un caudal conjunto próximo a los 50 l/s, en unas fracturas asociadas al frente de cabalgamiento desarrolladas en los primeros términos del Grupo Tera. Los manantiales termales de Arnedillo presentan un caudal conjunto en torno a 22 l/s y una temperatura de surgencia de 50 °C, se asocian a cabalgamientos secundarios del contacto entre la unidad de Cameros y la depresión del Ebro.

El carácter fuertemente termal diferencial de estas aguas con respecto al resto de las manifestaciones del Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro se debe a condicionantes estructurales, ya que el contacto se encuentra mucho más verticalizado, provocando un rápido ascenso desde niveles profundos hasta la superficie; el carácter termal también se debe a la existencia de las facies Keuper en el contacto que impide la mezcla con aguas de infiltración reciente y la pérdida importante de calor, al ser materiales de baja conductividad calorífica (Coloma, 1997)

3. MODELOS MATEMÁTICOS APLICADOS A ACUÍFEROS KÁRSTICOS

Los problemas de modelización de acuíferos kársticos residen en la no continuidad del medio acuífero y en la variación de los diferentes parámetros, es decir en la falta de isotropía y homogeneidad. Sólo cuando las discontinuidades por las que fluye el agua son muy estrechas y están homogéneamente distribuidas y bien conectadas entre ellas, es lícita la aplicación de los modelos de flujo de los medios porosos (modelo de medio poroso equivalente), de acuerdo con Pankow et al.

(1986). Sólo en estos casos concretos, el flujo kárstico puede ser simulado integrando en los programas la permeabilidad como una variable estocástica. Un desarrollo para este tipo de modelos ha sido descrito ampliamente por Neuman (1987).

De acuerdo con Sauter (1996), en determinadas ocasiones la aplicación de un modelo de tipo equivalente poroso continuo y simple (EPCS) a los problemas de simulación de flujos propios de los sistemas hidrogeológicos kársticos, puede hacerse de forma satisfactoria, sirven como ejemplos al respecto los trabajos de Deutsch (1989), Baoren et al. (1988) y McLay et al. (1988).

Con el propósito de validar el modelo hidrogeológico conceptual hasta aquí propuesto para nuestra zona de estudio, hemos procedido a una modelización mediante el programa de elementos finitos TRACONF (Carrera et al., 1989), aplicado a un corte vertical representativo de ese esquema general de flujo.

De acuerdo con lo hasta aquí dicho, hemos considerado un modelo de tipo "equivalente poroso continuo y simple". Su aplicación presenta algunas objeciones teóricas, pero hemos considerado que se trata de una herramienta de trabajo válida para el planteamiento cualitativo de nuestro problema. Por otra parte, la aplicación de modelos que tuvieran en cuenta las heterogeneidades de las constantes de formación acuíferas habría exigido un planteamiento del problema a una escala de detalle y un conocimiento contrastado de las estructuras y funcionamiento kárstico de los medios acuíferos que en este momento no existe.

Hemos empleado el programa TRACONF (transporte en medios confinados) de Carrera et al. (1989) diseñado para FORTRAN-77, que hemos adoptado para su aplicación a secciones verticales. Se trata de un modelo que permite simular tanto el flujo de agua como el transporte de solutos y de calor en medios porosos. El método está basado en la discretización en elementos finitos del espacio a modelizar, acoplado a un esquema de diferencias finitas para la variable tiempo, que permite resolver ecuaciones tales como las del flujo en medio saturado, en régimen estacionario o transitorio, y las del transporte de solutos y de calor en medio saturado, también en régimen estacionario o transitorio. En la simulación del transporte de solutos y de calor permite considerar la intervención de fenómenos modificadores tales como la advección, dispersión, difusión, adsorción lineal, producción y/o desintegración.

El programa permite obtener los valores de niveles piezométricos y concentraciones de masa y calor en el espacio y en el tiempo. También proporciona un balance de masas al final del periodo de ejecución. Emplea elementos triangulares lineales para simular la geometría del medio, que proporcionan una gran flexibilidad de adaptación a todo tipo de irregularidades en los contornos y en la variación de las propiedades hidrogeológicas del medio.

La variación de las constantes de formación del medio poroso se definen en el modelo por zonas, que corresponden a las diferentes tipologías de materiales. Una "zona" es, por tanto, una parte del acuífero en la que se suponen constantes todas sus propiedades hidráulicas (conductividad, almacenamiento, porosidad,...). Las "zonas" quedan definidas en el programa por grupos de elementos; quiere esto decir que la malla de elementos finitos ha de ajustarse a la geometría (real o supuesta) de las zonas.

El flujo viene condicionado por la conductividad hidráulica, el almacenamiento específico y la porosidad de cada zona así definida, así como por las acciones realizadas (entradas y salidas) sobre el medio y por las condiciones de contorno. La conductividad hidráulica puede ser isótropa o anisótropa; en este segundo caso, las direcciones principales de la anisotropía pueden variar de un elemento a otro, pero los valores principales son iguales en todos los elementos de una zona. Las acciones sobre el medio y condiciones de contorno deben ser especificadas nudo a nudo, y pueden ser de tres tipos: de caudal fijo, de nivel fijo y de caudal proporcional a la diferencia de nivel entre el acuífero y un nivel externo conocido (condición mixta).

Además de los factores anteriores, el problema del transporte de masa y calor debe considerar la porosidad del medio, los coeficientes de difusión molecular, dispersividades longitudinal y transversal y el coeficiente de retardo en cada una de las zonas. Además, intervienen el coeficiente de desintegración, las acciones en el interior del medio y las condiciones de contorno. En el caso del transporte de calor, la difusión molecular viene representada por la conductividad térmica y por el coeficiente de retardo, que equivale a la capacidad térmica del sólido.

En la modelación de problemas de flujo y transporte analizados en sección vertical, el programa sólo considera flujo lineal; quiere esto decir que no simula las variaciones de la densidad inducidas por cambios de temperatura o de concentración salina.

El programa TRACONF resuelve de forma secuencial las ecuaciones del flujo y transporte; primero resuelve la ecuación de flujo, y utiliza después sus resultados para resolver la ecuación de transporte. Estos pasos se repiten en cada incremento de tiempo, excepto en el caso del flujo estacionario, en el que las velocidades y los niveles no varían en el tiempo. Por otra parte, el programa resuelve la ecuación de flujo a partir de unas condiciones iniciales arbitrarias, y unas condiciones lineales de contorno.

Para plantear el modelo numérico es necesario definir la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento específico, el valor de la recarga y la posición de los niveles iniciales. Precisa, además, la especificación del tipo de condición de contorno y de los valores de caudal, nivel y/o coeficiente de goteo a lo

largo de los límites del modelo, y donde sea preciso en su interior.

En el caso concreto de modelos bidimensionales en sección vertical, todas las magnitudes se expresan por unidad de espesor; así, los parámetros a especificar son la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento específico y los caudales nodales por unidad de espesor.

Las condiciones de contorno en la modelización del transporte pueden responder a cinco tipologías diferentes:

- 1.- entrada de masa nula
- 2.- concentración fija
- 3.- entrada de agua con concentración conocida
- 4.- salida de agua con la concentración existente en el acuífero
- 5.- entrada o salida de masa de agua independiente de la concentración en el acuífero y de la entrada o salida de agua.

La aplicación del modelo TRACONF al análisis de problemas reales sigue los mismos pasos y está sometida a los mismos condicionantes que la mayoría de programas de simulación de fenómenos naturales. En este caso, el programa sólo es capaz de proporcionar resultados precisos cuando el modelo numérico responde a un modelo conceptual correcto, cuando los valores asignados a los parámetros hidrogeológicos están cerca de los verdaderos, y cuando la discretización es adecuada al nivel de precisión requerido, cuestiones todas ellas no siempre fáciles de alcanzar, que disminuyen o invalidan a la postre los resultados obtenidos, sean cuantitativos o cualitativos. En la práctica hidrogeológica es poco frecuente conocer siquiera el medio en sus parámetros más fundamentales, sean de geometría o de comportamiento hidráulico. En estos casos la validez de los resultados está condicionada a la veracidad de las hipótesis de partida.

4. MODELIZACIÓN MATEMÁTICA DEL FLUJO: RESULTADOS

Una vez establecido el corte vertical a modelizar, nuestro siguiente paso ha sido la construcción de la malla de elementos finitos, que hemos hecho teniendo en cuenta la consideración de los diferentes materiales presentes en el corte. Consta esa malla de 193 nudos y 319 elementos (figura 3). Hemos considerado cinco unidades hidroestratigráficas que son las que aparecen en la figura 4:

- Facies Keuper, de carácter impermeable a los efectos del problema
- Lías inferior (Fms. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) que actúa como la gran unidad permeable del conjunto
- Resto de formaciones del jurásico carbonatado, de carácter permeable, pero de menor entidad

- Facies Weald, caracterizadas como un gran acuitardo
- Materiales Terciarios, han sido considerados como escasamente permeables en su conjunto.

Las características hidráulicas de cada uno de estos conjuntos han sido definidas en función de los datos de ensayos hidráulicos disponibles, de estimaciones basadas en los rendimientos específicos de los pozos, y mediante calibración en simulaciones sucesivas (Coloma, 1997). El cuadro adjunto resume los parámetros aceptados (k_x es la permeabilidad horizontal (m/día), k_y la permeabilidad vertical (m/día), S el coeficiente de almacenamiento y m la porosidad).

UNIDAD	k_x	k_y	S	m
Terciario	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	0,1
Weald	10^{-2}	10^{-2}	10^{-4}	0,1
Jur. marino (resto)	10	10	10^{-4}	0,1
Lías inferior	100	100	10^{-4}	0,2
Keuper	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}	0,04

La simulación del flujo se ha realizado en régimen permanente. La solución gráfica, junto con la interpretación de las direcciones de flujo, se presenta en la figura 5. Se deduce que los flujos en el weald (el gran acuitardo del modelo) tiene una componente vertical descendente dominante, condicionada por la gran permeabilidad que representa la presencia de los materiales jurásicos en su base, tanto del Lías inferior como del resto de Jurásico, que actúan a modo de un gran “*dren de fondo*” que estructura el esquema de flujo general y canaliza su descarga.

El modelo muestra cómo la topografía del terreno da lugar a la aparición de sistemas de flujo locales en el acuitardo, en coexistencia con un sistema regional que canaliza el flujo principal a través de los acuíferos jurásicos. La descarga principal tendría lugar en la zona de contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro, que en la sección elegida en el modelo daría lugar a los manantiales termales de Baños de Fitero. El modelo muestra también cómo una pequeña parte del flujo escapa a la barrera hidráulica que representa el plano de cabalgamiento y cómo pasa a los materiales de la Depresión Terciaria, que tienen su línea de descarga general en el propio cauce del Ebro.

En la simulación se obtiene un caudal de salida prácticamente puntual en los Baños de Fitero de $80 \text{ m}^3/\text{día}$ (por unidad de espesor); el resto de las salidas no representan más que un flujo de $0,008 \text{ m}^3/\text{día}$ (por unidad de espesor) que tiene lugar a través del Terciario. Hay que resaltar a modo de conclusión –que verifica en parte la validez general del modelo–, la buena representatividad de los caudales de descarga deducidos para los Baños de Fitero, coherentes con los observados.

5. MODELIZACIÓN MATEMÁTICA DEL TRANSPORTE DE CALOR: RESULTADOS

En cuanto a la simulación del transporte de calor, hemos tomado como valores iniciales en los nudos correspondientes a la superficie piezométrica la temperatura del agua ambiental media anual, y para el resto de nudos se ha aplicado una corrección en función del gradiente geotérmico normal ($33 \text{ m}^{\circ}\text{K/m}$). Por otra parte, los datos de conductividad térmica (k) en $\text{cal/m día }^{\circ}\text{C}$ y de difusividad térmica (a) en $\text{m}^2/\text{día}$, de los materiales considerados han sido ajustados mediante calibración en simulaciones sucesivas, habiendo obtenido los siguientes valores (Coloma et al., 1997):

UNIDAD	k	a_x	a_y
Terciario	40.000	0,08	0,08
Weald	60.000	0,13	0,13
Jur. marino (resto)	55.000	0,10	0,10
Lías inferior	90.000	0,10	0,10
Keuper	45.000	0,15	0,15

En cuanto a los resultados cabe destacar que la temperatura obtenida en el punto de salida correspondiente a los Baños de Fitero es de 48°C , es decir del mismo orden de magnitud que las observaciones reales (entre $46,5^{\circ}\text{C}$ y $48,5^{\circ}\text{C}$). El flujo de calor que se obtiene en la zona de descarga es de $4.000 \text{ cal/m}^2 \text{ día}$.

6. AGRADECIMIENTOS

A A.M. Casas Sáinz (Universidad de Zaragoza) por facilitarnos los perfiles de sísmica de reflexión realizados en la zona. Al Centro de Cálculo de la Universidad de Zaragoza por su ayuda en el manejo de sistemas VMS-VAX utilizados en la modelización. Este trabajo se incluye en los proyectos PB89-0344 (DGICYT) y *Estudio hidrogeológico y simulación numérica de los mantos termales de Baños de Fitero* (Diputación Foral de Navarra) y ha sido financiado por una beca del Instituto de Estudios Riojanos, disfrutada por P. Coloma.

7. REFERENCIAS

- Baoren, C., Xuming, Z., 1988. The mathematical simulation of hydrological regime of Chaoua Spring in Mixian Country. *Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection. Proc. of the 21st Congress of the IAH*. Guilin, China. 75-97.

- Bayó, A., Castiella, J., Custodio, E., Niñerola, S., Virgos, L., 1986. Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. *Jornadas sobre el karst. Euskadi-86*. San Sebastián. Comunicaciones. (II), 255-340.
- Carrera, J., Galarza, G., Medina, A., 1989. *TRACONF. Programa de Elementos Finitos para la Solución de las Ecuaciones de Flujo y Transporte en Acuíferos Confinados. Manual del Usuario*. E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona. 1-53.
- Casas, A.M., 1992. El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía*, monográfico núm. 4, 1-220.
- Casas, A.M., 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*. 6(3), 202-216.
- Coloma, P., 1995. *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Alhama*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza 1-175.
- Coloma, P., 1997. *Funcionamiento hidrogeológico de las cuencas riojanas orientales: Iregua, Leza, Cidacos y Alhama (Cuenca del Ebro)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 1-386.
- Coloma, P., Martínez Gil, F.J., Sánchez Navarro, J.A., 1995. El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro (sector riojano). *Geogaceta*. (18), 68-71.
- Coloma, P., Sánchez Navarro, J.A., Martínez Gil, F.J., 1997a. Sistemas de flujo subterráneo regional en el acuífero carbonatado mesozoico de la Sierra de Cameros (sector oriental). *Estudios Geológicos*. (53), 159-172.
- Coloma, P., Sánchez Navarro, J.A., Martínez Gil, F.J., 1997b. El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. (10), 205-218.
- Guiraud, M., Seguret, M., 1985. A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain). In: *Strike slip Deformation, Basin formation and Sedimentation* (K.T. Biddle & N. Christie-Blick, Eds.). *S.E.M.P. Spec. Publ.* (37), 159-175.
- McLay, R.W., Land, L.F., 1988. Simulation of flow in the Edwards aquifer, San Antonio Region, Texas, and refinements of storage and flow concepts. *U.S.G.S. Water Supply Papers*. 1-2336.

- Mas, J.R., Alonso, A., Guimerà, J., 1993. Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*. (6), 129-144.
- Neuman, S.P., 1987. Stochastic continuum representation of fracture rock permeability as an alternative to the REV and fracture network concepts. In: Custodio, E., Gurguí, A. y Lobo-Ferreira, J.P. (eds.): *Groundwater flow and quality modelling*. Reidel Pub. Dordrecht. 331-362.
- Pankow, J.F., Johaon, R.L., Hewetson, J.P., Cherry, J.A., 1986. An evaluation of contaminant migration patterns at two waste disposal sites on fractures porous media in terms of the equivalent porous medim (EPM). *Model. J. Cont. Hyd.*,(1), 65-76.
- Sánchez Navarro, J.A., San Román, J., De Miguel, J.L., Martínez Gil, F.J., 1990. El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión del Ebro: Aspectos geológicos. *Geogaceta*. (8), 115-118.
- Sánchez Navarro, J.A., San Román, J., De Miguel, J.L., Pérez, A., Martínez Gil, F.J., 1992. Isopiezas y direcciones de flujo regional en el acuífero carbonatado mesozoico del margen Ibérico de la Depresión del Ebro. *Geogaceta*. (11), 122-124.
- Sauter, M., 1996. Modelling of flow and transport in karstified limestone aquifers. *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas*. Vitoria. Ponencias. 101-130.
- Teutsch, G. (1989): Groundwater models in karstified terranes: two practical examples from the Swabian Alb, S. Germany. *Proc. of the 4th Conference of Solving Groundwater Problems*. 100-129.

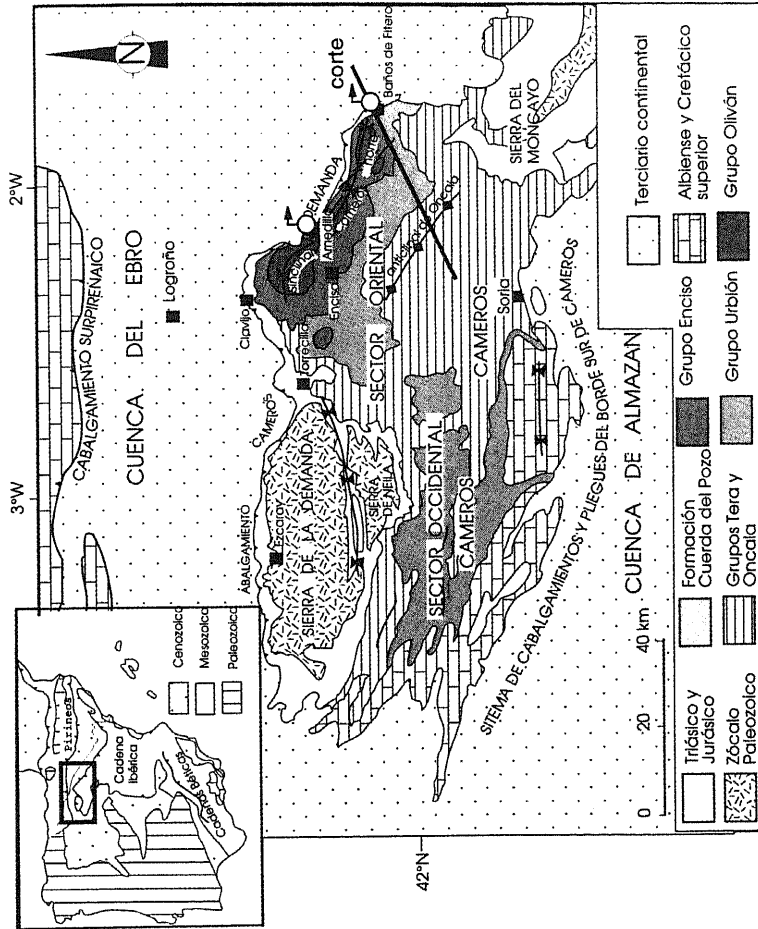


Figura 1.- Situación geológica de los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo y trazado del corte simulado mediante el programa TRACONF

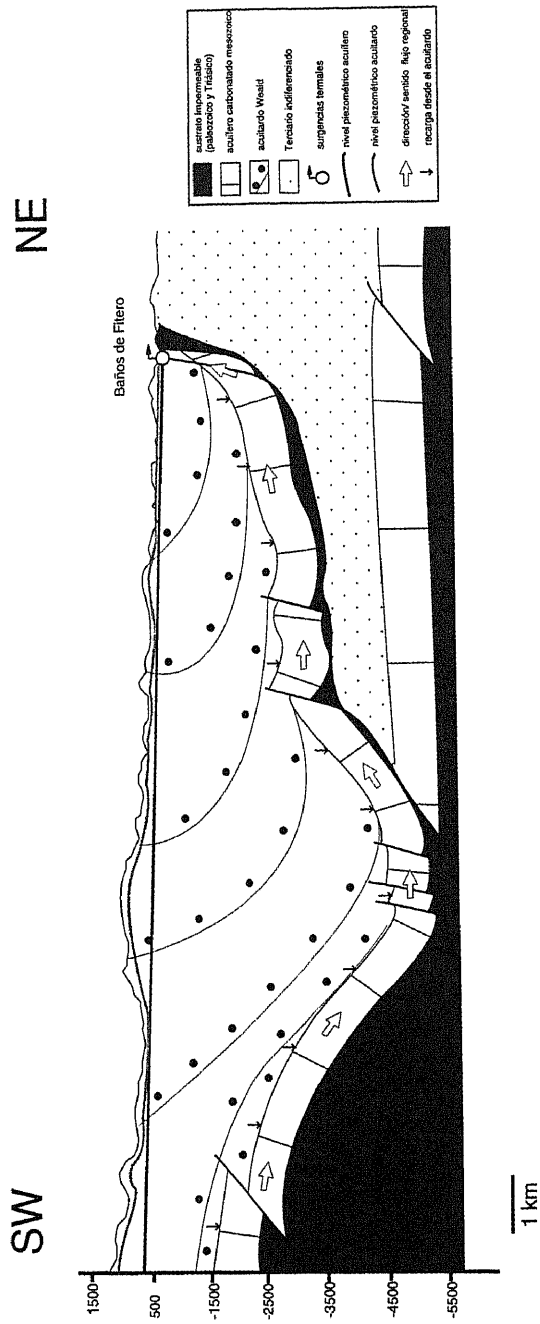


Figura 2.- Corte hidrogeológico del sector más oriental de la unidad geológica de Cameros

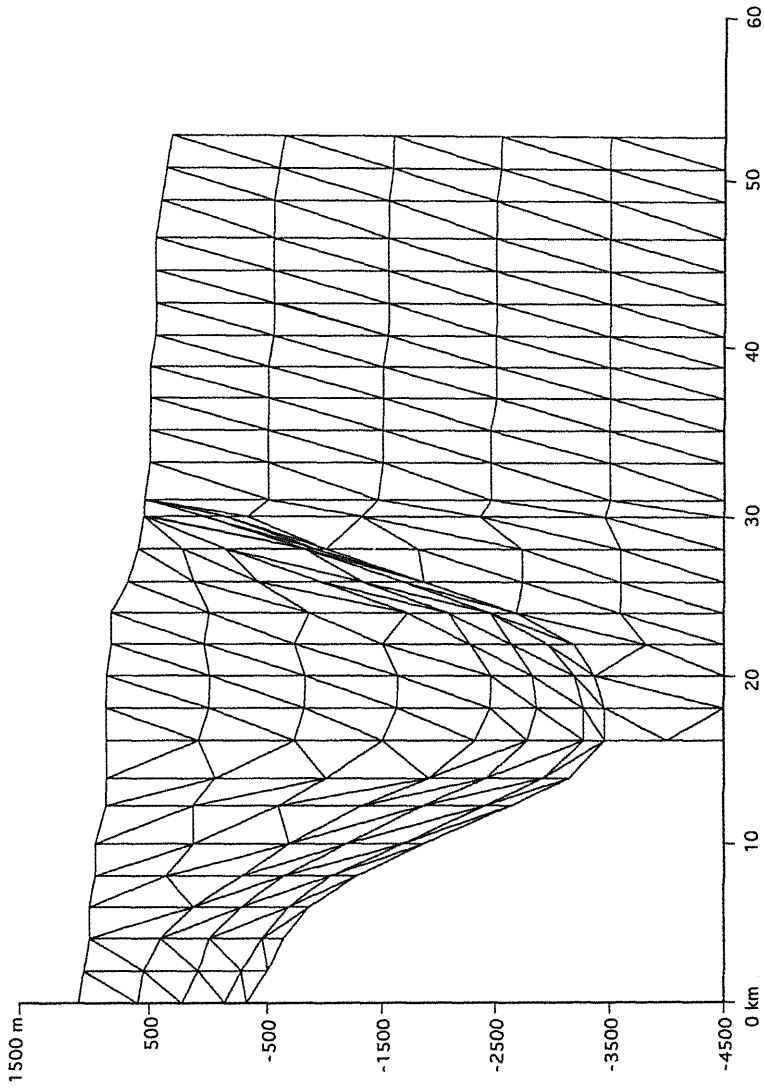


Figura 3.- Malla del corte vertical modelizado con el programa TRACONF

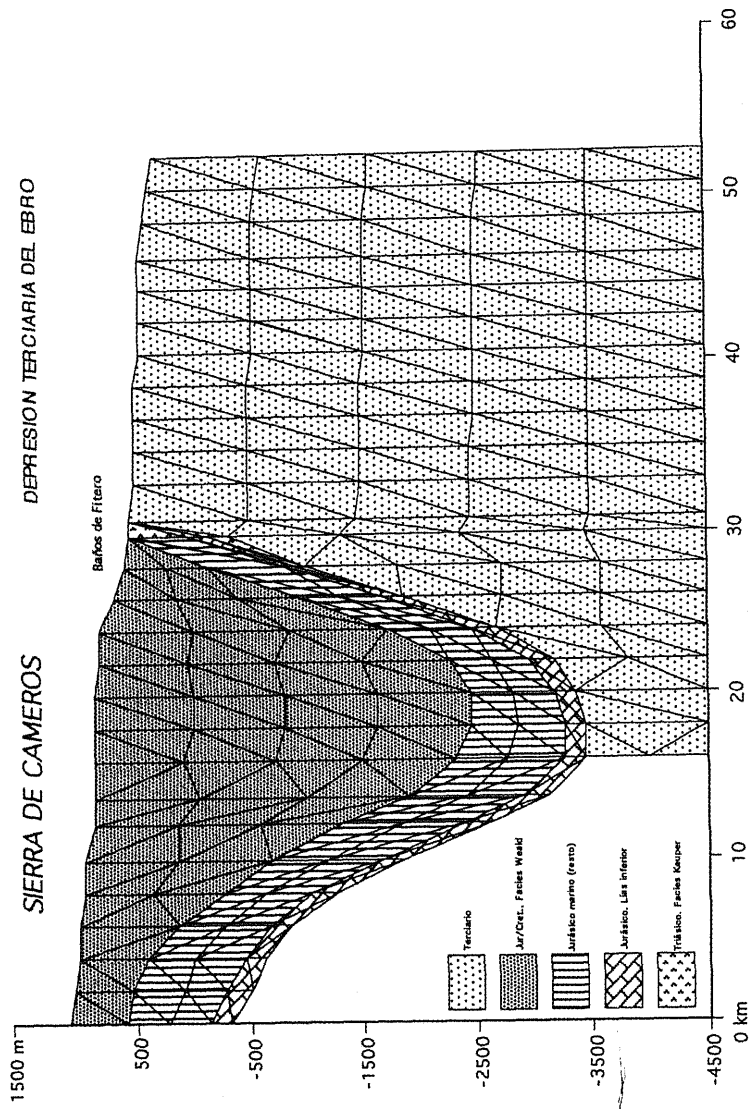


Figura 4.- Unidades hidroestratigráficas consideradas en el corte vertical modelizado

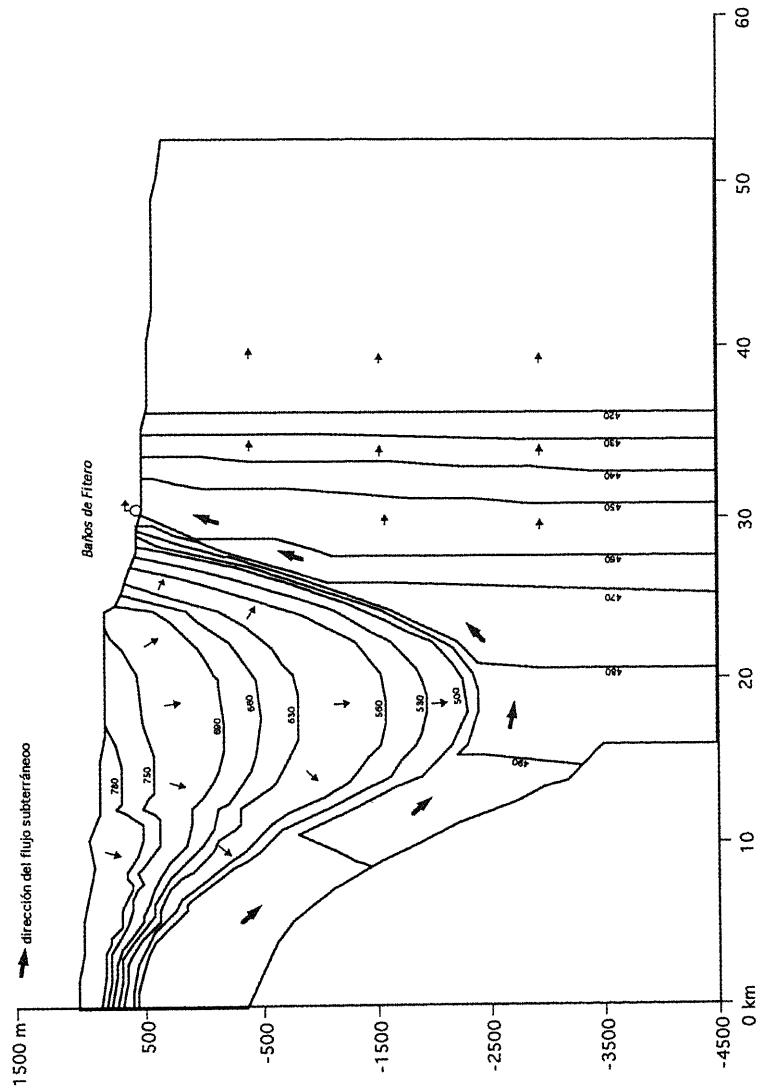


Figura 5.— Esquema de flujo elaborado a partir de las salidas gráficas del programa TRACONF