

SISTEMAS DE FLUJO SUBTERRANEO REGIONAL EN EL ACUIFERO CARBONATADO MESOZOICO DE LA SIERRA DE CAMEROS. SECTOR ORIENTAL

P. Coloma López *, J. A. Sánchez Navarro * y F. J. Martínez Gil *

RESUMEN

Se estudia el 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. La aportación media anual se ha evaluado en 5,41 hm³/año para el Cidacos y 3,52 hm³/año en el caso del río Alhama, que incluyen tanto aportes termales como no termales. Las características hidrogeoquímicas indican la procedencia regional de estas aguas; corresponden a aguas que presentan altas mineralizaciones y temperaturas de surgencia elevadas en las que su composición se debe a procesos de interacción agua-roca muy desarrollados. La evolución geoquímica observada responde a la de un sistema de circulación regional, desde aguas bicarbonatadas cálcicas de baja mineralización, a aguas sulfatadas cálcicas más mineralizadas y a aguas de carácter clorurado sódico muy mineralizadas y termales. La topografía y el contraste de permeabilidades entre el acuitardo superior (Weald) y el acuífero subyacente, condiciona la existencia de sistemas de flujo local en el medio superior menos permeable y de un sistema de flujo regional a través del acuífero inferior que actúa como «dren de fondo» de los materiales suprayacentes. Este sistema de circulación del agua subterránea implica que en las zonas de descarga se alcancen valores del gradiente geotérmico superiores al normal.

Palabras clave: *Manantiales termales, acuífero carbonatado kárstico, hidrogeoquímica, anomalías del gradiente geotérmico.*

ABSTRACT

The hydrogeologic conceptual model of the thermal springs of Baños de Fitero (Navarra) and Arnedillo (La Rioja) is studied. These springs are located in the eastern part of the Cameros Chain, in the contact among the Iberian Chain and the Ebro Basin materials, in the basins of the Alhama and Cidacos rivers respectively. These springs have their origin in regional groundwater flows through the materials of the marine Jurassic (especially of the lower Lías) that constitute a karstified carbonate aquifer. The main discharges of this aquifer take 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. The annual mean resources have been evaluated in 5.41 hm³/year for the Cidacos river and 3.52 hm³/year in the case of the Alhama river, that include thermal as not thermal contributions. These springs have fixed chemical composition, predominantly characterized by sodium chloride content, associated with high contents in ions, constant and high emergency temperature and low content in tritium, overall indicative of the presence of a regional groundwater flow.

In the regional context is evidenced a regional groundwater flow system, from calcium bicarbonate of low mineralization water to calcium-sulphate water and to sodium-

* Universidad de Zaragoza. Dpto. de Ciencias de la Tierra. Campus Universitario Pza. San Francisco. 50009 ZARAGOZA.

chloride, very mineralized and thermal water. 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, karstified carbonate aquifer, hydrogeochemistry, anomalies of geothermal gradient.*

Introducción

En el contacto entre los materiales de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica occidental) y los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro (sector Riojano), se localizan una serie de surgencias cuyas características hidrogeológicas (caudal elevado y constante, composición química predominantemente sulfatada cálcica asociada a elevados contenidos en sales, temperatura de emergencia constante y anormalmente alta, bajo contenido en tritio, etc...) evidencian la implicación de flujos regionales. Las investigaciones realizadas hasta el momento quedan recogidas en Coloma (1995a), Coloma *et al.* (1995a, b); Coloma *et al.* (1996a, b, c); De Miguel (1986); De Miguel *et al.* (1989); Martínez Gil *et al.* (1989); San Román (1994); San Román *et al.* (1996); Sánchez Navarro *et al.* (1987, 1990, 1992 y 1994).

En este trabajo se estudian de manera detallada las surgencias de mayor temperatura relacionadas con este sistema de flujo de agua subterránea, que Martínez Gil *et al.* (1989) denominaron «Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro»; estos manantiales se ubican en la parte nororiental de la Sierra de Cameros y corresponden a las surgencias termales de Baños de Fitero (Navarra) en la cuenca del río Alhama y Arnedillo (La Rioja) en la cuenca del río Cidacos; ambos ríos son afluentes del Ebro por su margen derecha. Las surgencias más importantes se aprovechan con fines mineromedicinales.

Geología

La zona de estudio se sitúa en el extremo NW de la Cordillera Ibérica, representada por la Sierra de Cameros (sector oriental) y el área de contacto con los materiales terciarios de la Depresión Terciaria del Ebro (sector Riojano) (ver fig. 1); como «Sierra de Cameros» o «Macizo de Cameros» se considera al conjunto de materiales de carácter fundamentalmente continental y de edad Jurásico terminal-Cretácico inferior (facies Weald), que se depositaron en la denominada «Cuenca de Los Cameros» (Tischer, 1966).

Los materiales más antiguos que se encuentran representados en la zona corresponden al Triás en facies margo-evaporíticas (Keuper); afloran asociados al cabalgamiento que pone en contacto la unidad de Cameros con la Depresión del Ebro. Los materiales del Jurásico en facies marinas afloran tanto al SE de la cuenca del Alhama, en relación con la estructura del Moncayo, como al N y NE, en el frente de cabalgamiento de la unidad de Cameros.

Los materiales en facies wealdica constituyen el relleno de La Cuenca de Los Cameros; cuenca que sufrió una fuerte subsidencia y que contiene una potente serie sedimentaria, cuyo espesor ha sido evaluado en unos 9.000 m (Mas *et al.*, 1993). La cuenca tiene una estructura de sinclinal laxo, presentando las mayores deformaciones en el borde NE, donde los materiales del Weald se ponen en contacto con los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro por medio de un frente de cabalgamiento, de varias decenas de kilómetros de longitud, con una orientación que pasa de NW-SE en la parte oriental a W-E en el sector central y a ligeramente NE-SW en la zona occidental.

En la cuenca del Ebro aflora una potente serie terciaria que abarca desde el Oligoceno hasta el Mioceno superior. El espesor de los depósitos terciarios supera, en el llamado surco Riojano, los 4.000-5.000 m, hecho comprobado por sondeos de investigación (ITGE, 1987). Estos materiales están poco deformados y conforman a grandes rasgos un sinclinal laxo de escala kilométrica y dirección WNW-ESE que se denomina «Sinclinal de La Rioja Baja» (Casas, 1992).

La estructura profunda de la Sierra de Cameros y su contacto con el sector Riojano de la Cuenca del Ebro

En este apartado se describe la estructura de la zona de estudio; la descripción de los aspectos estratigráficos de interés hidrogeológico se aborda en el siguiente apartado.

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

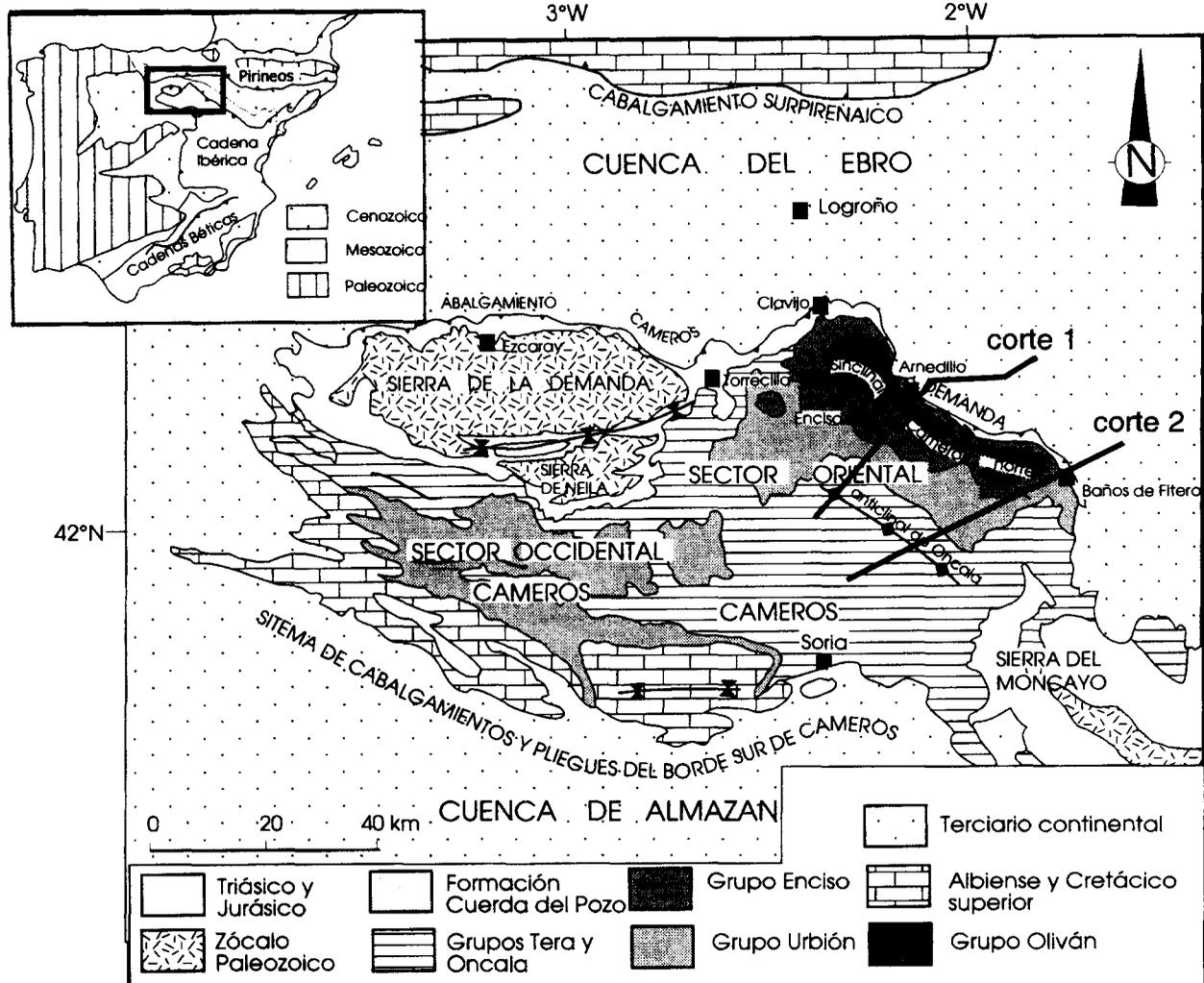


Fig. 1.—Mapa general de las unidades de Demanda-Cameros, en el que se sitúan los cortes hidrogeológicos de la figura 2 y se ubican las manifestaciones termales asociadas al cabalgamiento entre los materiales de la Sierra de Cameros y los de la Depresión Terciaria del Ebro.

sísmica de reflexión y datos de sondeos profundos de investigación petrolífera realizados en La Rioja entre los años 1975 y 1986. Con esta información ITGE (1987, 1990a); Guimerà y Alvaro (1990); Casas (1992) —que además realiza una correlación con datos de sondeos profundos—; Casas (1993) y Mas *et al.* (1993) interpretan la estructura profunda de esta zona. Destaca el trabajo de Casas (1992) que presenta varios cortes a escala 1:50.000 del contacto entre la Cordillera Ibérica y la Depresión Terciaria del Ebro y mapas de geometría en profundidad.

Estos estudios han demostrado el carácter fuertemente cabalgante de las Sierras de La Demanda y Cameros; el desplazamiento máximo deducido para este cabalgamiento es del orden de 30 km (ITGE, 1990a; Guimerà y Alvaro, 1990; Casas, 1992). El

nivel de despegue fundamental del cabalgamiento lo constituirían los materiales lutítico-yesíferos triásicos (Casas, 1992).

La estructura de la Sierra de Cameros refleja la inversión tectónica de la serie mesozoica ocurrida durante el Terciario; 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 uno 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 sedimen-

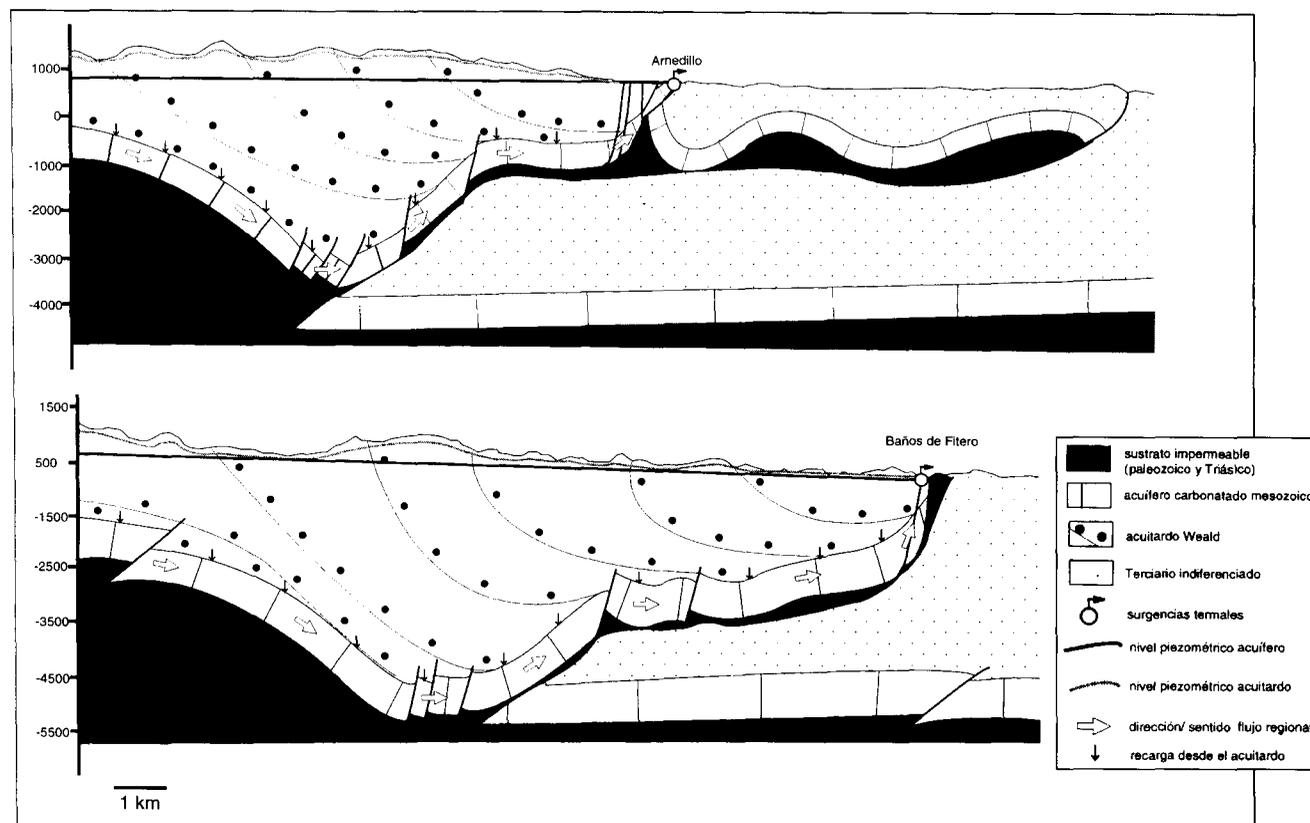


Fig. 2.—Cortes hidrogeológicos de la zona estudiada. El corte 1 interpreta el sistema de flujo que origina las surgencias de Arnedillo (La Rioja) y el corte 2 las surgencias de Baños de Fitero (Navarra).

tarios correspondientes a los materiales en facies weáldica (reseñada en los cortes de la fig. 2); esta geometría es interpretada de diferente forma por distintos autores: Guiraud y Seguret (1984); 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 sísmica de reflexión y sondeos de investigación y/o captación de aguas subterráneas, hemos realizado dos cortes transversales al cabalgamiento que muestran claramente el importante desplazamiento que los materiales de la Cordillera Ibérica tienen sobre los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro (fig. 2). Se observa también la complejidad estructural que existe en la zona del cabalgamiento y la geometría de laxo sinclinal en profundidad de la Cuenca de Los Cameros.

Hidrogeología

Los primeros antecedentes hidrogeológicos relevantes aparecen en 1977; así, la Diputación Foral de Navarra (DFN)-Compañía General de Sondeos (CGS) (1977) definen la Unidad Hidrogeológica de Fitero, cifrando la descarga que se produce en los dos manantiales termales de Baños de Fitero en 48 l/s; Albert Beltrán (1979), basándose en datos hidroquímicos procedentes de numerosos pozos y manantiales, señala la existencia de una anomalía positiva, tanto geotérmica como de contenido en sílice, en el valle del Ebro (margen derecha de la Ribera Navarra).

Los estudios hidrogeológicos regionales existentes son numerosos, pero en general muy repetitivos, destacan los realizados por IGME-Diputación Provincial de Logroño (1969) para la entonces provincia de Logroño, y en el marco del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), los realizados en el sistema acuífero n.º 63 (Sierras de La Demanda y Cameros) que aparecen en IGME (1982b, 1983).

Por otra parte, y como consecuencia de su interés hidrogeológico, las unidades hidrogeológicas cons-

tituidas por materiales carbonatados jurásicos del dominio ibérico han sido estudiadas más en detalle recientemente —especialmente como asistencias técnicas para la elaboración del Plan Hidrológico de la Cuenca del Ebro—; de ellas las incluidas en las cuencas del Cidacos y Alhama son las de Fitero-Arnedillo (09/34) y Moncayo-Soria (09/48) (MOPT-DGOHCHE, 1991). También otros organismos públicos han realizado estudios hidrogeológicos en la zona: IGME-DFN (1984); ITGE (1990b); SGOP (1990).

Comportamiento hidrogeológico de los materiales

El Triásico en facies margo-evaporíticas (Keuper) se caracteriza por presentar una permeabilidad muy baja, de manera que constituyen el sustrato impermeable de todos los materiales suprayacentes, hecho que ha sido reconocido para toda la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sánchez Navarro *et al.*, 1990, 1992 y 1994; Coloma, 1995a y b; Coloma *et al.*, 1996a y b).

La potencia de los materiales jurásicos varía entre 300 m en la parte oriental y 900 m en la occidental; se pueden reconocer a grandes rasgos las unidades litoestratigráficas definidas en otros sectores de la Cordillera Ibérica por Goy *et al.* (1976) y Gómez y Goy (1979). No obstante, señalan Goy y Suárez Vega (1983) que en el Jurásico inferior los límites entre formaciones no son en esta zona tan claros como en el resto de la Ibérica. Por encima de la discontinuidad Lías/Dogger las litologías que aparecen no son uniformes en el conjunto de la Cordillera Ibérica, lo que ha llevado a que Alonso y Mas (1988) definan nuevas unidades para este sector.

Las unidades del Jurásico marino se encuentran muy fracturadas (excepto en la cuenca alta del Añamaza), permitiendo su conexión hidráulica, de manera que en el contexto regional se pueden considerar como una unidad acuífera (= acuífero) (Sánchez Navarro *et al.*, 1990, 1992 y 1994; Coloma, 1995; Coloma *et al.*, 1996a, b y c).

Los materiales carbonatados del Jurásico inferior, constituidos por carniolas, dolomías, brechas dolomíticas y calizas, forman un conjunto hidrogeológico que presenta una alta porosidad y una elevada permeabilidad debido a una densa red de fisuración y sobre todo a un gran desarrollo de oquedades interconectadas que favorecen la circulación de las aguas. Esta unidad engloba las formaciones Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas. En el contacto entre esta unidad y las supra e infrayacentes —de carácter impermeable— se ubican gran cantidad de manantiales. La potencia de estos materiales, bastante variable, está comprendida entre 60 y 400 m (IGME, 1981, 1982a).

Los materiales margo-calcáreos del Jurásico inferior incluyen las formaciones Margas del Cerro del Pez, Calizas Bioclásticas de Barahona y Margas y Calizas de Turmiel (Grupo Ablanquejo). Se trata de una alternancia de margas y calizas con una potencia aproximada de 200 m. El predominio de los materiales margosos les confiere una baja permeabilidad que contrasta con las buenas condiciones hidrodinámicas que tienen las unidades hidroestratigráficas situadas a base y a techo de esta unidad. El carácter impermeable viene atestiguado por la existencia de manantiales en el contacto con la unidad suprayacente y por datos de sondeos de explotación/captación de aguas subterráneas.

Los materiales carbonatados del Jurásico medio y superior están representados por un conjunto esencialmente carbonatado que incluye las formaciones Carbonatada de Chelva, Calizas negras de Aldealpozo y Calizas con Corales de Torrecilla en Cameros, estas dos últimas definidas para el sector camerano por Alonso y Mas (1989). La potencia de este conjunto varía entre 250 y más de 400 m; presentan una importante fisuración como consecuencia de la esquistosidad por fractura que los afecta (Gil Imaz, 1992) y tienen un notable desarrollo kárstico, resultando así una unidad hidroestratigráfica de elevada difusividad hidráulica: alta permeabilidad y baja porosidad. La karstificación es evidente en una amplia zona al SW del Moncayo, con presencia de conductos, oquedades y dolinas; por otra parte, las muestras de sondeos realizados en la zona de Añavieja (W del Moncayo) presentan evidentes signos de karstificación hasta los 40-50 m por debajo de la superficie.

A techo de estos materiales aparece una discordancia que marca el tránsito de sedimentos de plataforma carbonatada a cuencas continentales fluvio-lacustres cuyo relleno constituirá la potente serie de sedimentos en facies wealdica de la Cuenca de Los Cameros.

Los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior en facies wealdica conforman un conjunto estratigráfico formado por materiales de diversa composición litológica, potencias muy variables y con numerosos y rápidos cambios de facies. Se trata de un medio de media-baja permeabilidad, con unas reservas de gran magnitud debido al elevado espesor de materiales. Su comportamiento global queda definido como el de un acuitardo. La presencia de numerosos manantiales de pequeño caudal, localizados casi siempre en el fondo de los valles de barrancos y ríos y a cotas muy variadas, es indicativo de la permeabilidad referida y de una superficie piezométrica cercana a la superficie, condicionada por la topografía y adaptada a la misma.

El espesor de los materiales en facies wealdica deducido del estudio de los perfiles de sismica de

reflexión es del orden de 5.000 m (Guiraud y Seguret, 1984; Casas, 1993), y de unos 9.000 m si se miden en el sentido de desplazamiento del depocentro (Alonso y Mas, 1993 y Mas *et al.*, 1993).

Estos materiales presentan variedad de litologías (conglomerados, areniscas, limolitas, argilitas, margas, calizas e incluso yeso); esto condiciona que en el conjunto de materiales poco permeables existan tramos o unidades litológicas permeables y susceptibles de constituir acuíferos; la permeabilidad de estos tramos se debe esencialmente a fracturación y/o karstificación. Estos tramos corresponden a la base del Grupo Tera y a las facies carbonatadas del Grupo Oncala (ambos grupos definidos por Tischer, 1969).

Tanto la compactación de las rocas como la presencia de materiales finos (arcillo-limosos) en casi todas las unidades terciarias, condiciona que estos materiales no presenten interés como acuíferos; se trata de materiales impermeables excepto localmente, cuando los conglomerados terciarios en contacto con formaciones carbonatadas presentan fenómenos de karstificación, aumentando la porosidad y permeabilidad.

El Terciario de la Cuenca del Ebro está constituido por series fundamentalmente detríticas de edad Paleógeno y Neógeno. Estos materiales alcanzan varios miles de metros de espesor (IGME, 1987; Riba y Jurado, 1992); de manera que la discordancia de la base de la serie terciaria se sitúa entre 3.000 y 5.000 m por debajo de la superficie y se prolonga lateralmente más de 20 km bajo las unidades cabalgantes de Cantabria al N y Cameros al S. Los materiales terciarios presentan carácter generalmente impermeable.

Las zonas de recarga

La recarga de los acuíferos tiene lugar de manera preferente en los afloramientos de materiales jurásicos que en profundidad constituyen acuíferos y en aquellos sectores en los que están cubiertos por materiales detríticos terciarios o cuaternarios.

Los materiales en facies wealdica son predominantemente poco permeables, lo que unido a las elevadas pendientes que presentan, hace que la escorrentía directa sea claramente predominante respecto a la infiltración; sin embargo sus características de acuitardo y su gran extensión areal permiten que la recarga del acuífero carbonatado procedente de las mismas pueda ser importante. Por otra parte, los ríos al atravesar estos materiales apenas son influenciados, con excepción de los ya señalados tramos más permeables de estas facies.

Un porcentaje mayoritario del agua infiltrada en los materiales en facies wealdica —que constituye la recarga del acuitardo— descarga en numerosas y

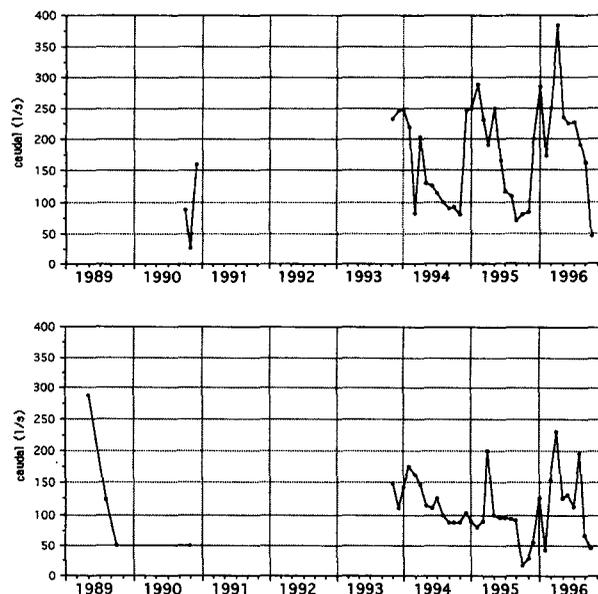


Fig. 3.—Hidrogramas de las descargas que tienen lugar en las zonas de Arnedillo (arriba) y Baños de Fitero (abajo) contruidos a partir de la práctica de aforos diferenciales en los cauces de los ríos Cidacos y Alhama respectivamente. Los datos de 1989/90 proceden de ITGE (1990b) y MOPT-DGOH-CHE (1991); los datos de los años 1993 a 1996 son propios.

generalmente poco caudalosas surgencias que en las zonas donde la permeabilidad es más elevada se ubican preferentemente en el fondo de barrancos, y donde es más baja, o la precipitación más importante, se encuentran sobre todo en las zonas de interfluvio; el resto del agua infiltrada recarga al acuífero carbonatado mesozoico.

Las zonas de descarga

El estudio del inventario realizado junto a las observaciones y criterios de tipo geológico, hidrogeológico y topográfico-geomorfológico, ha permitido definir zonas concretas en las que en una reducida extensión geográfica aparecen un conjunto de surgencias que diferencian esa zona del entorno inmediato: vegetación freatofita, sustento de regadíos, nacimiento de un río, etc... en las cuales se producen las surgencias de mayor caudal medio anual. En este trabajo nos vamos a centrar exclusivamente en aquellas en las que tienen lugar surgencias termales.

Zona de Arnedillo

Destaca la presencia de surgencias termales que corresponden a los manantiales de Baños de Arnedillo (tres manantiales de 1,6; 4,2 y 3,3 l/s respecti-

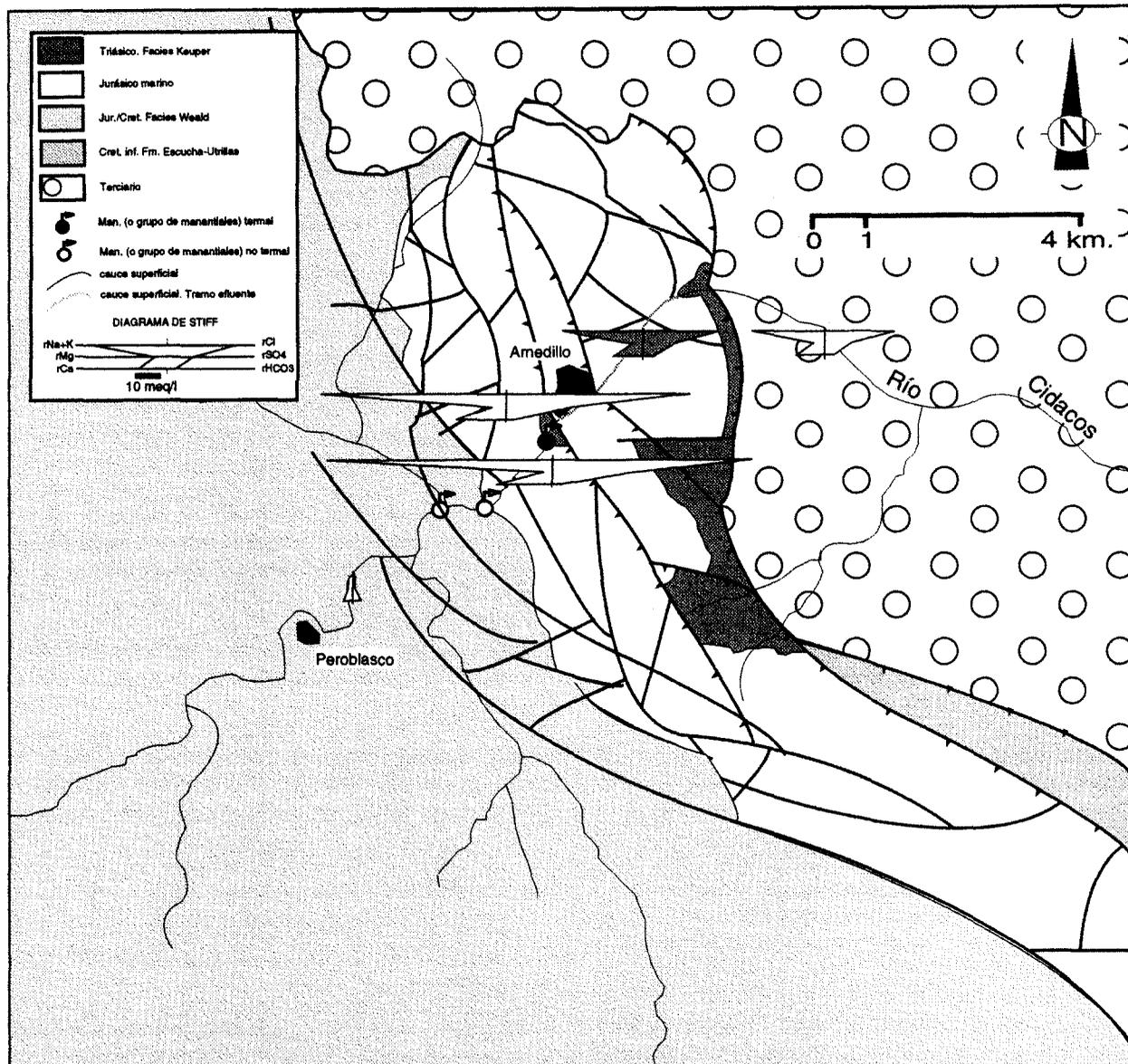


Fig. 4.—Esquema cartográfico de la zona de descarga de Arnedillo en el que ubican las surgencias termal. Se han representado los diagramas de Stiff correspondientes a la composición del agua de dichas surgencias, del agua del río antes y después del tramo efluente y del agua aportada por el acuífero al río (en trama gris), esta última calculada mediante balance de cloruros.

vamente) y Las Pozas (dos surgencias de 4 y 8 l/s), ubicados en el cauce del río Cidacos; todos estos manantiales están muy próximos y surgen —a cota en torno a 675 m— en el contacto entre la Formación Cortes de Tajuña y el Triásico margo-evaporítico (Keuper).

En el corte 1 de la figura 2 se aprecia el origen profundo de estas aguas, el agua circula a través de los materiales del Lías y surge en el contacto con los materiales arcilloso-yesíferos triásicos que actúan como barrera impermeable.

Además existen en Arnedillo otros manantiales no termal que presentan un régimen de descarga más irregular que los anteriores y una temperatura y mineralización notablemente más bajas.

La descarga se produce también en el río Cidacos, cuyo cauce se comporta como efluente en el tramo en que el río discurre por los afloramientos jurásicos, a cotas entre 645 y 685 m. El caudal que se obtiene por diferencia entre el medido en el río después y antes del tramo citado, representa el total de las aportaciones subterráneas (manantiales y des-

cargas difusas) y ha sido evaluado en 172 l/s de media (5,41 hm³/año de aportación media) (fig. 3). Los caudales totales aportados en esta zona de descarga están comprendidos entre 385 y 27 l/s e incluyen los aportes termales —constantes en el tiempo— y otros que registran variaciones en función de los episodios de recarga.

De estas observaciones se deduce la existencia de dos tipos de circulación subterránea; una que origina las surgencias termales, de caudal y parámetros físico-químicos bastante constantes en el tiempo, relacionadas con un acuífero kárstico de gran poder regulador (con elevada inercia y recursos importantes) y que corresponde a flujos profundos de procedencia regional y otra circulación típicamente kárstica, relacionada con un sistema de menor poder regulador y respuesta más rápida a los episodios de recarga, que corresponde esencialmente al drenaje de los afloramientos jurásicos del entorno de Arnedillo.

Zona de Los Baños de Fitero

En la zona en la que el río Alhama atraviesa el contacto cabalgante entre la Sierra de Cameros y la Depresión Terciaria del Ebro, y a una cota comprendida entre 501 y 440 m, se localizan una serie de surgencias que constituyen el drenaje del acuífero carbonatado jurásico en este sector. El rasgo más característico de esta zona es la presencia de aguas con una elevada temperatura de emergencia (más de 46° C) y una elevada mineralización, que se utilizan con fines mineromedicinales en dos balnearios situados en el término municipal de Fitero (Navarra).

Los dos manantiales termales más importantes abastecen a sendos balnearios; el manantial que abastece al Balneario Virrey Palafox se ubica a una cota de 501 m, con una temperatura media del agua de 46,5° C y un caudal medio de 18 l/s y la surgencia que abastece al Balneario Gustavo Adolfo Bécquer se localiza a una cota de 499 m con una temperatura media del agua de 48,5° C y un caudal medio de 30 l/s. Estos manantiales tienen valores de caudales y temperaturas de surgencia muy constantes. Se ubican en fracturas que afectan a materiales del Grupo Tera (facies Weald) y que funcionan como vías preferentes de ascenso de los flujos termales desde los materiales acuíferos jurásicos. Las condiciones hidrogeológicas están fuertemente influidas por factores tectónicos, de manera que la surgencia tiene lugar muy por encima de la cota del río Alhama.

Existen además otros dos pequeños manantiales termales con una temperatura del agua de 31° C; este hecho puede deberse a la existencia de mezcla con aguas frías y/o a la circulación de caudales menores, en conductos de menor tamaño y con un

flujo más lento (en suma, con una mayor tendencia a alcanzar el equilibrio térmico con la roca, en las proximidades de la zona de surgencia); presentan un caudal de 0,5 y 1 l/s respectivamente. Estos manantiales surgen también a favor de fracturas en el Grupo Tera (facies Weald).

En el entorno del cabalgamiento se localizan otros manantiales que descargan directamente al río; sus aportes han sido controlados mensualmente con la práctica de aforos diferenciales. El caudal medido incluye tanto la aportación de los manantiales termales de Baños de Fitero —que desaguan al río Alhama por el arroyo del Baño— como los aportes directos al río y oscila entre 287 y 23 l/s; el caudal medio es de 112 l/s, que supone una aportación media de 3,52 hm³/año (ver fig. 3).

Con el fin de localizar posibles aportes termales en el cauce del Alhama hemos realizado perfiles de temperatura a lo largo del mismo, detectando un ascenso brusco unos 200 m aguas abajo de Baños de Fitero. Este punto coincide con la traza de una falla subvertical que afecta a los materiales del Grupo Tera por la que ascienden los aportes termales (descrita por Coloma, 1995b).

Existen, por tanto, como en el caso de Arnedillo, dos tipos de circulación subterránea, una que origina las surgencias termales, procedentes de flujos profundos y de origen regional y otra circulación típicamente kárstica; las descargas procedentes de este último tipo de circulación corresponden al acuífero de Valdegutur (Coloma, 1995a).

Hidroquímica

Las aguas termales de Baños de Fitero y Arnedillo han sido objeto de estudios hidrogeoquímicos por parte de DFN-CGS (1977), Albert Bertán (1979), IGME (1982b), Auqué *et al.* (1988); Fernández *et al.* (1988); Auqué *et al.* (1989) y Coloma *et al.* (1995a y b).

Para entender la evolución hidrogeoquímica es necesario tener en cuenta los datos físico-químicos de todos los puntos de agua relacionados con el acuífero. Así, en los materiales jurásicos del frente de cabalgamiento se localizan una serie de manantiales y sondeos que en el diagrama de Piper-Hill-Langelier (fig. 6) se agrupan en tres conjuntos:

Aguas bicarbonatadas cálcicas de baja mineralización (residuo seco entre 200 y 350 mg/l). Su temperatura de surgencia se sitúa entre los 10 y 13° C; hay pocas diferencias de composición entre estas aguas, así la relación rMg/rCa se sitúa entre 0,3 y 0,5; la relación iónica rCl/rHCO₃ es menor de 0,1 y la relación rSO₄/rCl está comprendida generalmente entre 6 y 12; manifestándose una tendencia ligera-

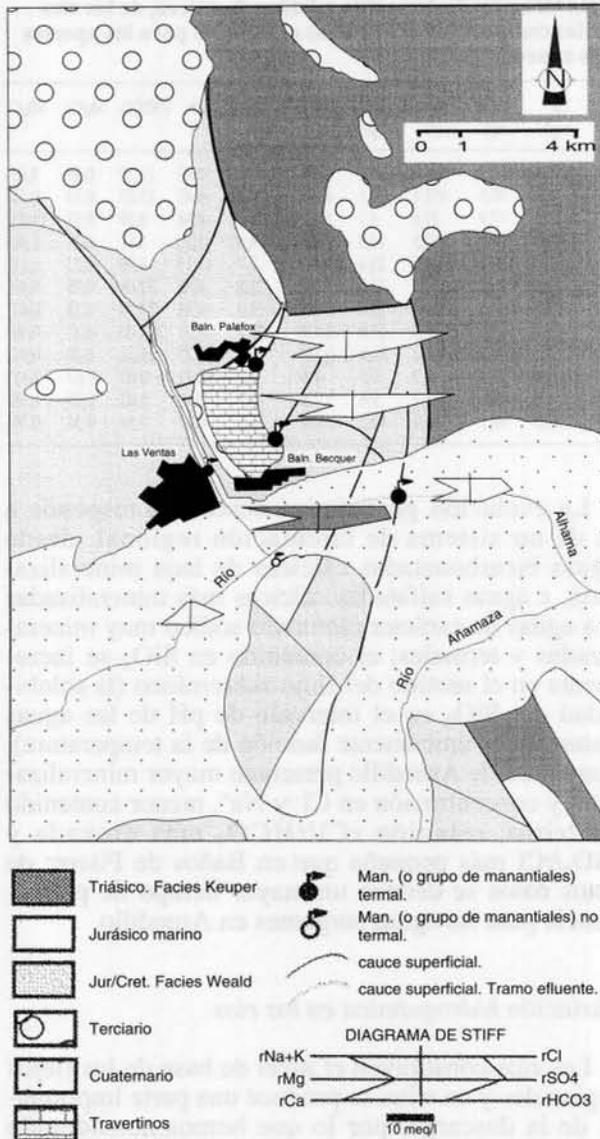


Fig. 5.—Esquema cartográfico de la zona de descarga de Baños de Fitero en el que ubican las surgencias termal. Se han representado los diagramas de Stiff correspondientes a la composición del agua de dichas surgencias, del agua del río antes y después del tramo efluente y del agua aportada por el acuífero al río (en trama gris), esta última calculada mediante balance de cloruros.

mente sulfatada de algunos puntos; estas aguas están relacionadas con la circulación a través de materiales calcáreos del Jurásico medio y superior.

Aguas de composición sulfatada cálcica de elevada mineralización (entre 1.000 y 2.000 mg/l de residuo seco). Surgen en el contacto entre los materiales carbonatados del Jurásico inferior y las arcillas y yesos triásicos, con una temperatura entre 13 y 16° C. Presentan ligeras diferencias en los contenidos en SO_4^- y Ca^{2+} , como se refleja en la relación

rSO_4/rCl que se sitúa en un amplio rango entre 3,5 y 24. En relación con las aguas del grupo anterior destacan las diferencias en las relaciones rCl/rHCO_3 y rMg/rCa , más elevadas, que apuntan una mayor interacción agua-roca, un mayor tiempo de residencia y una influencia dolomítica al circular por materiales calcáreos-dolomíticos del Lías, así como una disolución de yesos triásicos responsable de los altos contenidos en SO_4^- y Ca^{2+} .

Aguas de composición clorurada sódica de elevada mineralización. Se trata de las surgencias termal de Arnedillo y Baños de Fitero; existen diferencias en el contenido en iones entre las aguas de estos dos grupos; la mineralización (residuo seco) en las primeras oscila entre 6.000 y 7.500 mg/l y en las segundas entre 4.500 y 5.000 mg/l; presentan un contenido muy similar en HCO_3^- , un contenido ligeramente mayor en SO_4^- y mucho mayor en Cl^- en Arnedillo (prácticamente el doble); el contenido en K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} es ligeramente superior en Baños de Fitero y muy superior el contenido de Na^+ en Arnedillo (prácticamente el doble); estas diferencias se observan bien tanto en los diagramas de Stiff (figs. 4 y 5) como en el diagrama de Piper-Hill-Langelier (fig. 6). El contenido en SiO_2 es alto como corresponde al carácter termal que presentan, siendo más elevado en Arnedillo (20-45 mg/l) que en Baños de Fitero (20-25 mg/l).

Las diferencias de composición química se ponen de manifiesto tanto en la relación rSO_4/rCl , que en Arnedillo varía entre 0,25 y 0,40 y en Baños de Fitero entre 0,55 y 0,75, como en la relación rCl/rHCO_3 , que en el primer caso se sitúa entre 24 y 30 y en el segundo entre 14 y 18, como consecuencia de un contenido muy distinto en rCl ; las relaciones rMg/rCa y rNa/rCl son similares, con valores entre 0,28-0,35 en el primer caso y en torno a 1 en el segundo; en los gráficos de las figuras 4, 5 y 6 se pone de manifiesto esta circunstancia.

Los manantiales de Arnedillo surgen a una temperatura entre 47,5 y 50° C, bastante constante, aunque varía de una surgencia a otra; los parámetros fisicoquímicos son también constantes en el tiempo, lo que indica una mezcla pequeña con respecto a aguas superficiales (IGME, 1982 —en base a análisis de tritio—; Auqué *et al.*, 1989). En Baños de Fitero la temperatura de los dos manantiales termal oscila entre 46,5 y 48,5° C; las variaciones que existen en determinados parámetros, especialmente en SiO_2 (ya indicado por Auqué *et al.*, 1989), indican mezcla con aguas no termal de menor contenido en esta especie química (Fournier y Truesdell, 1974; Truesdell y Fournier, 1976); la magnitud de estas variaciones indican además un grado de mezcla variable y pequeño, constatable además por los

Tabla 1.—Parámetros fisicoquímicos fundamentales de las aguas termales de Arnedillo y Baños de Fitero, de los ríos Alhama y Cidacos antes y después de las zonas de descarga y de las composiciones químicas calculadas para los aportes subterráneos a los cauces.

Punto de muestreo análisis químico	Fecha	C.E. μS/cm	Res. se. mg/l	pH ₃ lab	CO ₂ H- mg/l	SO ₄ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	TDS mg/l	SAR	icb	Cl/HCO ₃	Mg/Ca	SO ₄ /Cl
Man. balneario Virrey Palafox	12/94	7.190	4.786	7,3	189,7	1.485,6	1.604,6	488,0	107,2	971,1	31,3	4.904	10,4	-0,47	14,53	0,36	0,68
Man. baln. Gustavo Adolfo Bécquer	12/94	7.190	4.579	7,5	182,4	1.317,6	1.595,7	492,0	96,8	951,1	30,1	4.692	10,2	-0,47	15,03	0,33	0,61
Río Alhama aguas arriba Baños Fitero	12/94	1.534	1.289	7,9	283,0	720,0	48,3	244,8	77,9	27,6	4,7	1.432	0,4	-8,88	0,29	0,53	11,03
Río Alhama aguas abajo Baños Fitero	12/94	3.010	2.321	7,8	278,2	885,1	503,4	346,0	56,9	367,5	13,3	2.474	4,8	-1,35	3,11	0,27	1,30
Comp. qca. calculada río Alhama	12/94	#####	4.224	####	355,6	1.561,4	1.026,0	598,0	79,4	755,8	25,4	4.402	7,7	-1,17	4,96	0,22	1,13
Manantial balneario de Arnedillo	12/94	10.900	7.421	8,2	149,5	1.549,0	2.876,9	459,4	76,6	2.077,1	23,9	7.243	23,6	-0,40	33,08	0,28	0,40
Manantial balneario de Arnedillo II	12/94	10.930	8.000	8,2	150,1	1.609,0	2.906,7	504,2	86,5	2.093,0	25,0	7.407	22,6	-0,42	33,28	0,28	0,41
Surgencia «Las Pozas»	12/94	10.325	6.233	6,8	183,0	1.385,3	2.556,0	391,2	63,6	1.720,2	25,0	6.370	21,2	-0,31	24,00	0,27	0,40
Surgencia «Las Pozas II»	12/94	10.560	6.232	7,2	176,9	1.331,0	2.627,0	394,2	65,7	1.700,2	25,0	6.367	20,8	-0,27	25,52	0,28	0,37
Río Cidacos aguas arriba Arnedillo	12/94	424	292	8,0	222,0	67,7	11,4	66,0	26,6	6,7	0,8	409	0,2	-10,22	0,09	0,67	4,41
Río Cidacos aguas abajo Arnedillo	12/94	3.860	2.587	7,9	250,1	523,7	992,9	218,8	46,2	668,2	9,4	2.726	10,7	-0,43	6,82	0,35	0,39
Comp. qca. calculada río Cidacos	12/94	#####	2.865	####	253,2	580,8	1.111,2	237,6	49,1	750,0	10,2	2.992	11,6	-0,42	7,54	0,34	0,39

análisis de tritio realizados por DFN-CGS (1977); Albert Beltrán (1979); IGME (1982b); ITGE (1990b). La mayor variabilidad en la composición química de los manantiales de Baños de Fitero con respecto a los de Arnedillo se observa también en el diagrama de Piper-Hill-Langelier (fig. 6); en el primer caso los puntos quedan bien agrupados, pero en una nube más dispersa que en el caso de Arnedillo. La existencia de mezcla con aguas frías en el caso de Baños de Fitero también se pone de manifiesto en el contenido en NO₃⁻ que es prácticamente cero en Arnedillo y entre 1 y 13 mg/l en Baños de Fitero.

Los manantiales termales de Baños de Fitero tienen un contenido en tritio entre 0,8±2,5 y 7±1,5 UT, mientras que en Arnedillo el contenido es de 1,1±2,5 UT para el manantial principal del balneario, siendo en las Pozas de 0,9±2,5 UT y de 2,7±2,7 UT. Estos valores —bajos en general— indican la existencia de flujos regionales con importantes períodos de residencia en el acuífero; los valores más altos son indicativos de un cierto grado de mezcla con aguas de infiltración más reciente, aunque en una proporción muy baja o prácticamente insignificante, mezcla que parece ser ligeramente más importante en Baños de Fitero que en Arnedillo.

Todas las características hidrogeoquímicas anteriores indican el origen profundo y la procedencia regional de estas aguas; corresponden a aguas que han sufrido importantes procesos de interacción agua-roca y un mayor período de residencia en el acuífero que las de los anteriores grupos; su composición se debe además a la disolución de sales triásicas. Las diferencias composicionales entre unas y otras se deben probablemente a un mayor tiempo de residencia y/o profundidad alcanzada en Arnedillo, a un grado de mezcla con aguas frías distinto y quizás a variaciones composicionales tanto en los materiales acuíferos como —más probablemente— en los materiales margo-evaporíticos triásicos.

La evolución geoquímica observada responde a la de un sistema de circulación regional, desde aguas bicarbonatadas cálcicas de baja mineralización, a aguas sulfatadas cálcicas más mineralizadas y a aguas de carácter clorurado sódico muy mineralizadas y termales; el contenido en SiO₂ se incrementa en el sentido del flujo subterráneo (la solubilidad del SiO₂ en el intervalo de pH de las aguas naturales es únicamente función de la temperatura). Las aguas de Arnedillo presentan mayor mineralización y concentración en Cl⁻ y Na⁺, menor contenido en tritio, relación rCl/rHCO₃ más elevada y rSO₄/rCl más pequeña que en Baños de Fitero; de estos datos se deduce un mayor tiempo de permanencia para las aguas surgentes en Arnedillo.

Variación hidroquímica en los ríos

Los ríos constituyen el nivel de base de los flujos regionales y en ellos se produce una parte importante de la descarga, por lo que hemos considerado oportuno realizar su caracterización hidroquímica. Si consideramos el agua del río tras recibir las descargas subterráneas como mezcla del agua del río (antes de dichas descargas) y de la aportada por el acuífero, podemos calcular la composición química del agua aportada subterráneamente; el método utilizado para calcular la composición de la mezcla ha sido el balance de cloruros, teniendo en cuenta el carácter conservativo de este ión (Custodio, 1991).

El agua del río Cidacos sufre importantes variaciones fisicoquímicas al recibir aportes subterráneos en Arnedillo; antes de esos aportes la composición es bicarbonatada cálcica de mineralización intermedia (residuo seco de 430 mg/l); tras recibir aguas del acuífero de composición clorurada sódica, la composición del agua del río pasa a ser clorurada sódica; en el diagrama de Piper-Hill-Langelier, el

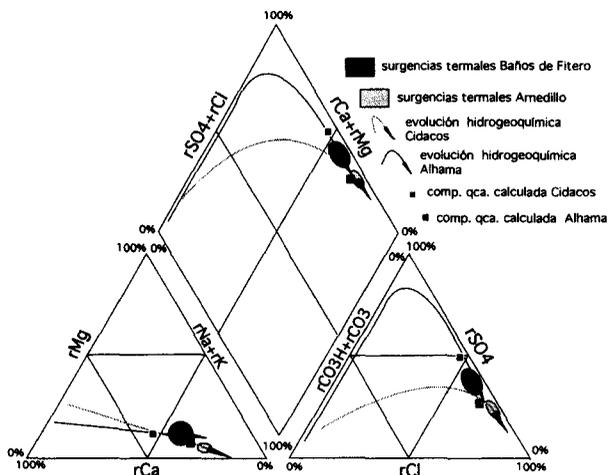


Fig. 6.—Diagrama de Piper-Hill-Langelier en el que se representa la composición química de las aguas termales, la evolución hidroquímica de las aguas subterráneas en las cuencas del Cidacos y Alhama y la composición química calculada para los aportes subterráneos.

agua aportada por el acuífero al río queda representada cerca de las aguas termales de Arnedillo, aunque posee una notable menor mineralización así como un mayor contenido relativo en HCO_3^- (la relación $r\text{Cl}/r\text{HCO}_3$ es del orden de 4 veces menor) y Ca^{2+} ; la explicación reside en que el río recibe del acuífero jurásico flujos regionales —termales— y locales de carácter bicarbonatado cálcico por lo que la composición resultante de los aportes es la de un agua mezcla entre las dos. Aguas abajo de Arnedillo la composición del agua responde a la resultante de la mezcla entre estas aguas.

Antes de atravesar el frente de cabalgamiento de Cameros el agua del río Alhama tiene una composición sulfatada cálcica de mineralización intermedia (residuo seco en torno a 1.000 mg/l), que, tras la mezcla con los aportes subterráneos que se producen al río, pasa a ser un agua de composición sulfatada-clorurada cálcico-sódica de mayor mineralización (residuo seco entre más de 2.000 y 3.000 mg/l). La relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ disminuye por el aporte de Cl^- ; la relación $r\text{Cl}/r\text{HCO}_3$ aumenta y la $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ se mantiene. La composición del agua subterránea que se ha calculado es sulfatada-clorurada sódico-cálcica pero, al igual que ocurre en el Cidacos, presenta una composición que responde a la mezcla entre aguas procedentes de flujos regionales —termales— y de aguas de composición sulfatada-cálcica del acuífero jurásico (así la relación $r\text{SO}_4/r\text{Cl}$ es más alta que en las aguas termales y la relación $r\text{Cl}/r\text{HCO}_3$ más baja), por lo que presenta características hidroquímicas intermedias (composición y mineralización) como se pone de manifiesto en los diagramas de Stiff (figs. 4 y 5) y Piper-Hill-Langelier (fig. 6).

Las anomalías del gradiente geotérmico

Albert Beltrán (1979) establece, a partir de registros de temperatura en sondeos petrolíferos, el mapa de gradientes geotérmicos de Navarra; describe la existencia de una anomalía positiva, tanto geotérmica como de contenido en sílice, en el valle del Ebro (margen derecha de la Ribera Navarra). La atribuye a la circulación de flujos de agua a través de los materiales margo-evaporíticos del Keuper que surgen bien a través de fracturas en el contacto entre los materiales en facies wealdica de la Sierra de Cameros y los de la Depresión Ebro (manantiales de Baños de Fitero), o a través de los materiales terciarios en la margen derecha de la Ribera Navarra. Para el límite entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro calcula valores del gradiente geotérmico en torno a $40 \text{ m}^\circ\text{K}/\text{m}$ (más elevado que el gradiente geotérmico de $33 \text{ m}^\circ\text{K}/\text{m}$).

La temperatura de base de estas aguas en el acuífero ha sido deducida en 80°C por Albert Beltrán (1979) mediante geotermómetros; posteriormente Fernández *et al.* (1988) en base a la aplicación crítica de técnicas geotermométricas, deducen valores entre 65 y 75°C (en todo caso inferiores a 100°C); posteriormente, Auqué *et al.* (1989) mediante modelos de interacción agua-roca deducen una temperatura de base entre 67 y 72°C para Arnedillo y entre 70 y 80°C para Baños de Fitero (atribuyen la mayor incertidumbre en el cálculo de esta última temperatura a mezcla con aguas frías). La interpretación de estas temperaturas de base presenta bastantes dificultades; sin embargo se puede asegurar que la temperatura de base en el caso de Arnedillo debe ser más elevada, ya que sus aguas presentan mayor contenido en sustancias disueltas, temperaturas de surgencia más elevadas y mayor contenido en sílice.

Por otra parte, el anómalo contenido en sílice indica, según Albert Beltrán (1979), la existencia de una anomalía geotérmica en la Ribera Navarra del Ebro, que queda explicada con el modelo de funcionamiento hidrogeológico propuesto, en el que parte de los flujos regionales continúan a través de los materiales terciarios, se mezclan con aguas frías y surgen a través de materiales terciarios o cuaternarios.

En la zona del frente de cabalgamiento los gradientes son elevados, como corresponde a zonas de descarga en las que el gradiente geotérmico es superior al normal, con valores en torno a $45\text{-}60 \text{ m}^\circ\text{K}/\text{m}$ (Coloma *et al.*, 1996b); si consideramos que la temperatura en profundidad del agua que origina las surgencias termales de Baños de Fitero y Arnedillo, calculada mediante geotermómetros químicos, es de 75 y 70°C respectivamente (Auqué *et al.*, 1989) y que esa temperatura se alcanza antes de ascender a favor del límite entre la Cordillera Ibérica y la

Depresión del Ebro (a unos 1.200 m de profundidad), el gradiente teórico resultante es de 49 y 47 m°K/m respectivamente, valores análogos a los medidos en sondeos ubicados en dicho contacto (Coloma *et al.*, 1996b).

El origen de estas manifestaciones geotérmicas hay que buscarlo en el funcionamiento hidrogeológico; la topografía, distribución de permeabilidades y ubicación de las áreas de recarga preferente determinan el establecimiento de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales en función de la longitud de las líneas de corriente y profundidad de circulación (Toth, 1963; Ophori y Toth, 1990; en Bayó, 1991), dando lugar a surgencias de distintas características hidrogeológicas e hidroquímicas.

La topografía y el contraste de permeabilidades entre el acuífero superior y el acuífero subyacente hacen que exista un nivel conductor profundo; se originan sistemas de flujo local en el medio superior menos permeable y un sistema regional a través del acuífero inferior que actúa como «dren de fondo» de los materiales suprayacentes; esquemas conceptuales de este tipo son los presentados de forma general, aplicando modelos matemáticos, en Freeze y Witherspoon (1967); Toth (1972); Smith y Chapman (1983); Garven y Freeze (1984); Chapman y Ribach (1985) y, para el caso de Baños de Fitero, Coloma *et al.* (1996b). Este hecho, de acuerdo con las hipótesis de Garven y Freeze (1984) y Chapman y Ribach (1985), condiciona que el gradiente geotérmico alcance valores superiores al gradiente geotérmico normal en las zonas de descarga, consecuencia de la circulación del agua subterránea, como consideramos que ocurre en el límite entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro, dando lugar a las surgencias termales cuyas características denotan flujos profundos y áreas de recarga alejadas.

Conclusiones

Los manantiales termales de Baños de Fitero y Arnedillo tienen su origen en flujos subterráneos de tipo regional a través de los materiales del Jurásico marino (especialmente del Lías inferior) que constituyen un acuífero carbonatado kárstico. La descarga más importante 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. La aportación media del acuífero a los ríos se ha evaluado en 5,41 hm³/año para los aportes del Cidacos y 3,52 hm³/año en el caso del río Alhama, que incluyen tanto aportes termales como no termales.

Las características hidrogeoquímicas de las aguas indican la procedencia regional de las mismas; sus diferencias composicionales se deben probablemente a un mayor tiempo de residencia y/o profundidad alcanzada en Arnedillo, a un grado de mezcla con aguas frías diferente y quizás a diferencias composicionales en los materiales margo-evaporíticos del Triásico superior. La evolución geoquímica es la típica en un esquema de circulación regional, de forma que la composición varía desde aguas bicarbonatadas cálcicas de baja mineralización a aguas sulfatadas cálcicas más mineralizadas y a aguas de carácter clorurado sódico muy mineralizadas y termales. La composición calculada para las aguas descargadas por el acuífero a los cauces presenta características intermedias entre composiciones típicas de las aguas termales y de las no termales, reflejando la existencia de dos sistemas diferentes de flujo.

La topografía y distribución de permeabilidades condiciona el establecimiento de un nivel conductor profundo; de forma que se originan sistemas de flujo local en el medio superior (menos permeable) y un sistema regional a través del acuífero inferior.

AGRADECIMIENTOS

A A. M. Casas Sainz (Universidad de Zaragoza) por facilitarnos los perfiles de sísmica de reflexión realizados en la zona. A J. Castiella (DFN) por la aportación de datos de interés. A A. Hernández Samaniego (CGS) por su ayuda en la cartografía del entorno de Baños de Fitero. Este trabajo está incluido en los siguientes proyectos: PB89-0344 (DGICYT); *Estudio hidrogeológico y simulación numérica de los manantiales termales de Baños de Fitero* (Diputación Foral de Navarra) y PMA0694 (Gobierno de Aragón). Este estudio ha sido financiado por una beca del Instituto de Estudios Riojanos (IER) disfrutada por P. Coloma. Los autores quieren agradecer las críticas y sugerencias de un revisor anónimo que han contribuido a mejorar notablemente el manuscrito original.

Referencias

- Albert Beltrán, J. F. (1979). Estudio geotérmico preliminar de Navarra. II Simposio Nacional de Hidrogeología. Pamplona. *Hidrogeol. Recursos Hidrául.*, 4, 511-531.
- Alonso, A., y Mas, J. R. (1989). El Jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, 173-178.
- Auqué, L. F., Fernández, J., y Tena, J. M. (1988). Las aguas termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). I. Análisis geoquímico del estado de equilibrio-desequilibrio en las surgencias. *Estudios Geol.*, 44, 285-292.
- Auqué, L. F., Fernández, J., Tena, J. M., Mandado, J., Gimeno, M. J., y Tolosa, P. (1989). Análisis de los estados de equilibrio termodinámico en el reservorio de las surgencias termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 125-132.
- Bayó, A. (1991). *Hidrogeología de cuencas sedimentarias: hacia una concepción integral*. Hidrogeología,

- Estado actual y prospectiva. Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona, 15-46.
- Casas, A. M. (1992). El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía*, monográfico n.º 4, 220 págs.
- Casas, A. M. (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinámica Acta*, 6, 202-216.
- Coloma, P. (1995a). *Estudio hidrogeológico de la Cuenca del río Alhama*. Tesis de licenciatura, Univ. de Zaragoza, 175 págs. (inédito).
- Coloma, P. (1995b). *Cartografía geológica (escala 1:5.000) del entorno de Baños de Fitero (Navarra)*. CGS, informe interno, 40 págs. (inédito).
- Coloma, P., Sánchez Navarro, J. A., y Martínez Gil, F. J. (1995a). El Drenaje Subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro (sector riojano). *Geogaceta*, 17, 68-71.
- Coloma, P., Martínez Gil, F. J., y Sánchez Navarro, J. A. (1995b). Caracterización hidroquímica del drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro. *Hidrogeol. Recursos Hidrául.*, 20, 171-178.
- Coloma, P., Martínez Gil, F. J., y Sánchez Navarro, J. A. (1996a). El drenaje subterráneo de la Sierra de Cameros en la Cuenca del Ebro y su implicación en la génesis de depósitos marginales evaporíticos miocenos. *Geogaceta*, 20, 1264-1266.
- Coloma, P., Sánchez Navarro, J. A., y Martínez Gil, F. J. (1996b). Procesos geotérmicos causados por la circulación del agua subterránea en el contacto entre la Sierra de Cameros y la Depresión Terciaria del Ebro. *Geogaceta*, 20, 749-752.
- Coloma, P., Sánchez Navarro, J. A., Martínez Gil, F. J., y San Román, J. (1996d). Modelización matemática del drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro (sector riojano). Primeros resultados. *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas*. Vitoria. Comunicaciones, 189-200.
- Custodio, E. (1991). *La interpretación hidrogeoquímica como herramienta de estudio y valoración de sistemas acuíferos: aspectos metodológicos generales*. Hidrogeología, estado actual y prospectiva. Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona, 121-162.
- Chapman, D. S., y Rybach, L. (1985). Heat flow anomalies and their interpretation. *J. Geodynamics*, 4, 3-37.
- De Miguel, J. L. (1986). *Aportación al conocimiento hidrogeológico de la cuenca del Martín*. Tesis de licenciatura, Univ. de Zaragoza, 4 tomos, 350 págs. (inédito).
- De Miguel, J. L., Martínez Gil, F. J., Sánchez Navarro, J. A., y San Román, J. (1989). Mobilization and Transport of solutes by Groundwater, an example: The Iberian Chain Drainage into the Tertiary Ebro Basin (Spain). *10th IAS Regional Meeting in Sedimentology*. Budapest, 70-71.
- DFN (Diputación Foral de Navarra)-CGS (Compañía General de Sondeos) (1977). *Proyecto Hidrogeológico de Navarra*. Memoria, informes técnicos, atlas hidrogeológico e información complementaria (inédito).
- Fernández, J., Auqué, L. F., Sánchez Cela, V. S., y Guarás, B. (1988). Las aguas termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). II. Análisis comparativo de la aplicación de técnicas geotermométricas químicas a aguas relacionadas con reservorios carbonatado-evaporíticos. *Estudios Geol.*, 44, 453-469.
- Fournier, R. O., y Truesdell, A. H. (1974). Chemical indicators of subsurface temperature. Part. 2. Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. *U.S. Geol. Surv. J. Research*, 2, 263-269.
- Freeze, R. A., y Witherspoon, P. A. (1967). Theoretical Analysis of regional groundwater flow. 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variations. *Water Resour. Res.*, 3, 623-634.
- Garven, A., y Freeze, R. A. (1984). Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of the stratabound ore deposits. 1: Mathematical and numerical model. *Amer. J. Science*, 284, 1085-1124.
- Gil Imaz, A. (1992). *El dominio de esquistosidad alpina del extremo NO de la Cadena Ibérica central (sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Tesis de licenciatura, Univ. de Zaragoza, 95 págs. (inédito).
- Gómez, J. J., y Goy, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas, del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35, 596-598.
- Goy, A., Gómez, J. J., y Yébenes, A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Midad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32, 391-423.
- Goy, A., y Suárez Vega, L. C. (1983). Tectónica y Estratigrafía Mesozoicas: El Jurásico. En: *Libro Jubilar, homenaje a J. M. Ríos*. Tomo II. Geología de España. IGME, 62-79.
- Guimerà, J., y Alvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne cotière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. de France*, 6, 339-348.
- Guiraud, M., y Seguret, M. (1984). A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain). En: *Strike slip Deformation, Basin formation and Sedimentation* (Biddle, K. T., y Christie-Blick, N., eds.). *S.E.M.P. Spec. Publ.*, 37, 159-175.
- IGME-Diputación Provincial de Logroño (1969). *Estudio hidrogeológico general de la provincia de Logroño* (informe inédito).
- IGME (1981). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie, n.º 319 (Agreda)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1982a). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Segunda serie, n.º 281 (Cervera del Río Alhama)*. Serv. Public. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1982b). *Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura-Salamanca-Aragón-Rioja, orientadas a su posible explotación como recursos geotérmicos*. Memoria. Tomo II: Area Aragón-Rioja (inédito).
- IGME (1983). *Proyecto de Investigación Hidrogeológica del Sistema Acuífero n.º 63 y Tramo Alto del Sistema n.º 62. Cuenca del Ebro*. (P.I.A.S.). Madrid (inédito).
- IGME-DFN (1984). *Estudio Hidrogeológico de la zona sur de Navarra*. Memoria y planos (informe inédito).
- ITGE (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. 1 vol., 465 págs. + carpeta de 17 planos.
- ITGE (1990a). *Documentos sobre la Geología del subsuelo de España*. Tomo 6: Ebro-Pirineos. Madrid.
- ITGE (1990b). *Estudio de la Franja Móvil Mesozoica en la subunidad Fitero-Arnedillo y parte de la de Jubera-Anguiano*, 232 págs. y planos (inédito).

- Martínez Gil, F. J., Sánchez Navarro, J. A., De Miguel, J. L., y San Román, J. (1989). El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la cuenca del Ebro como proceso de transporte de sustancias en disolución: sus implicaciones en el transporte de sulfatos. En: *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la cuenca del Ebro*. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo I.G.C.P. Secret. Public. Univ. de Zaragoza, 57-80.
- Mas, J. R., Alonso, A., y 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.
- MOPT-DGOH-CHE (1991). *Asistencia técnica para el estudio de los recursos hídricos subterráneos de los acuíferos de la margen derecha del Ebro. Zona I: Acuíferos de Cabecera (Plan Hidrológico)*. Tomo XII: Unidad Hidrogeológica n.º 9-33: Mansilla-Neila. Tomo XIII: Unidad Hidrogeológica n.º 9-34: Jubera-Anguiano. Tomo XIV: Unidad Hidrogeológica n.º 9-35. Fitero-Arnedillo. Tomo XV: Unidad Hidrogeológica de Valdegutur. Memorias y planos (inédito).
- Ophori, D., y Toth, J. (1990). Relationships in regional groundwater discharge to streams: an analysis by numerical simulation. *J. of Hydrology*, 119, 216-244.
- Riba, O., y Jurado, M. J. (1992). Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hispánica*, 27, 177-193.
- San Román, J. (1994). *Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza)*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 279 págs. (inédita).
- San Román, J., Martínez Gil, F. J., Sánchez Navarro, J. A., y Coloma, P. (1996). Las anomalías del gradiente geotérmico y su relación con los flujos subterráneos: los acuíferos kársticos mesozoicos en el interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza). *Jornadas sobre Recursos Hídricos en Regiones Kársticas*. Vitoria. Comunicaciones, 177-188.
- Sánchez Navarro, J. A., De Miguel, J. L., y Martínez Gil, F. J. (1987). El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro y procesos geológico asociados. *II Congr. Geol. España*. Soria, 3-8.
- Sánchez Navarro, J. A., San Román, J., De Miguel, J. L., y 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., y 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.
- Sánchez Navarro, J. A., Pérez, A., y San Román, J. (1994). El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Depresión Terciaria del Ebro: aplicación a los depósitos lacustres marginales del Mioceno superior. Comunicaciones. *II Congr. del G.E.T. Simposio* (I.G.C.P., n.º 324), 279-282.
- SGOP (1990). *Estudio Hidrogeológico de Soria* (informe inédito).
- Smith, L., y Chapman, D. L. (1983). On the thermal effects of groundwater flow. *J. Geophys. Res.*, 88, 593-608.
- Tischer, G. (1966). Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der ostlichen Sierra de Los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). En: *Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien* (Beuther, A., Dahm, H., Kneuper-Haack, F., Mensink, H., y Tischer, G., eds.). *Beith. Geol. Jb.*, 44, Hannover, 123-164.
- Toth, J. (1963). A Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 67: 4375-4387.
- Toth, J. (1972). Properties and manifestations of regional groundwater movement. *24th. Int. Geological Congress*. Montreal. Memoires, 153-163.
- Truesdell, A. H., y Fournier, R. O. (1976). Calculation of depth temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. *Proc. Second United Nations Symposium of Development and use of Geothermal Resources*, 1, 837-844.

Recibido el 16 de enero de 1997.
Aceptado el 27 de mayo de 1997.