

## APROXIMACION A LA HIDRODINAMICA DE LOS SISTEMAS HIDROTHERMALES «LIQUIDO-DOMINANTES» ASOCIADOS A YACIMIENTOS DE Au-Ag. APLICACION TEORICA AL SECTOR ALMAGRERA-HERRERIAS (ALMERIA)

A. Navarro \*, M. Viladevall \*\*, X. Font \*\* y J. Martínez-Frías \*\*\*

### RESUMEN

Los yacimientos epitermales del sector Almagrera-Herrerías parecen originados por un sistema hidrotermal asociado a celdas convectivas superficiales alimentadas por aguas meteóricas/marinas y magmáticas. La simulación matemática de un teórico sistema hidrotermal convectivo muestra la coincidencia entre las zonas mineralizadas conocidas con las zonas de descarga y acumulación de masa predecidas por el modelo.

Todo ello, y la existencia de un sistema hidrotermal aún en activo, explica el interés de localizar zonas de descarga del sistema hidrogeológico actual, con el fin de profundizar en la génesis de los yacimientos conocidos y localizar posibles nuevos depósitos.

**Palabras clave:** *Epitermal, modelo numérico, convección, hidrotermal.*

### ABSTRACT

Epithermal mineralization of Almagrera-Herrerías area is related to a hydrothermal system which is formed by superficial convective cells fed by meteoric marine and magmatic waters. Mathematical simulation of a theoretical hydrothermal convective system, shows a coincidence between ore deposits and mass discharge and accumulation areas, predicted by a numerical model.

Previous conclusions, together with the existence of a hydrothermal system still active, explains the interest to localize discharge areas of the hydrogeological system, in order to know the mineral deposits genesis, and to search for new mineralizations.

**Key words:** *Epithermal, numerical model, convection, hydrothermal.*

### Introducción

Los yacimientos epitermales de Au-Ag se hallan frecuentemente asociados a sistemas geotermales activos, y su génesis se explica por el ascenso de aguas, generalmente cloruradas, que circulan a través de sistemas convectivos alimentados por la infiltración de aguas superficiales meteóricas o marinas y aguas de origen magmático (fig. 1).

Por tanto, el condicionante hidrodinámico en la génesis de este tipo de yacimientos, y sobre todo en el modelo «Hot Spring» (modelo 25A del U.S. Geological Survey; Bagby y Ashley, 1990; Berger y Eimon, 1983; Berger y Bethke, 1985), es evidente, y hasta ahora insuficientemente puesto de manifiesto.

A grandes rasgos, el sistema convectivo asociado a un «Hot Spring» implica que el flujo másico que genera el sistema geotermal pueda concentrarse en las zonas de descarga del sistema, o dispersarse en las áreas de flujo lateral, teniendo lugar una dilución del contenido metálico del fluido mineralizante.

Cuando estos sistemas se desarrollan en zonas de topografía acentuada, el flujo subterráneo regional provoca la existencia de zonas de descarga en los valles y zonas de recarga en las áreas de topografía elevada, produciéndose por tanto zonas de concentración y zonas de dilución, que también pueden verse modificadas por variaciones en la conductividad hidráulica y porosidad del medio rocoso que constituye el acuífero (fig. 2).

\* Universidad Politécnica de Cataluña. Colón, 7-11. 08222 Terrassa.

\*\* Facultad de Geología (Universidad de Barcelona). Zona Universitaria de Pedralbes, s/n. 08071 Barcelona.

\*\*\* Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

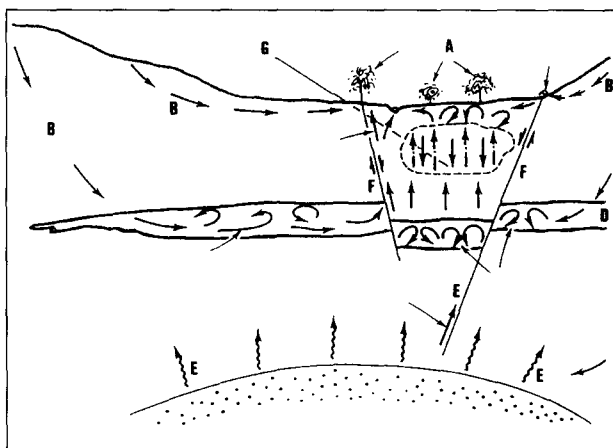


Fig. 1.—Esquema ideal de funcionamiento de un sistema convectivo del tipo «Hot Spring». Modificado por Sharp y Kyle (1988). A) Fuentes termaltes. B) Alimentación de agua meteórica. D) Zona de convección libre. E) Fluido mineralizador. F) Ascensión de fluidos por fracturas. G) Flujo bifásico (vapor y agua).

Las celdas convectivas que se asocian a los «Hot Springs» pueden ser sujetos pasivos de la topografía y tectónica regional, o bien por efecto del emplazamiento volcánico, pueden estar condicionadas por zonas fisuradas de gran conductividad hidráulica, por las que ascenderán los fluidos hidrotermales (Henley, 1985). En definitiva, para que se produzca un yacimiento de Au-Ag epitermal, además de la presencia de metales preciosos y de un tiempo mínimo de funcionamiento del sistema, será precisa la existencia de una celda convectiva con una zona de descarga en la que los metales tiendan a concentrarse, y con una estructura general en la que las zonas de flujo lateral, o «flujo dispersivo» tengan una importancia menor.

De todo ello se desprende que la formación de un yacimiento de interés económico será en gran manera función de la hidrología y geoquímica del sistema de flujo, más que de la existencia de cantidades extraordinariamente anómalas de Au-Ag en el área fuente del fluido hidrotermal (Henley, 1985; Hedenquist y Henley, 1985).

De ahí, que el conocimiento de las características hidrodinámicas del sistema regional de flujo asociado a sistemas geotermales, con indicios de mineralización, puede constituir no sólo una herramienta teórica capaz de explicar la génesis de un yacimiento hidrotermal, sino también una nueva técnica de exploración minera, ya que la predicción mediante modelos numéricos de posibles zonas de descarga, podría ser una buena guía de las zonas favorables para la existencia de yacimientos del tipo «Hot Spring» y similares.

La evidencia de que sistemas geotermales activos

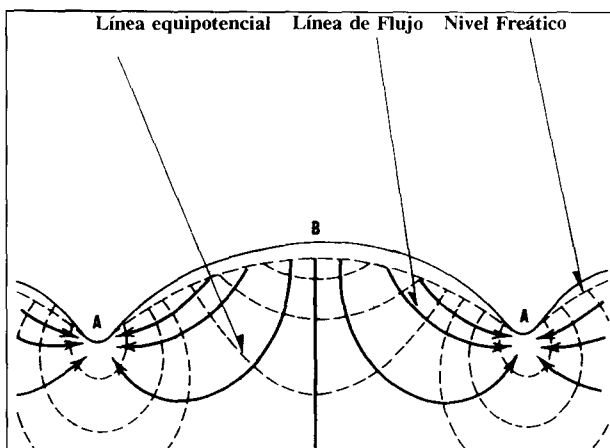


Fig. 2.—Esquema del funcionamiento de un acuífero de gran extensión cuyo flujo está condicionado por la topografía. A) Zonas de descarga. B) Zonas de recarga.

o recientes están asociados a sistemas de deposición de metales preciosos ha sido puesta de manifiesto en varias situaciones (Hedenquist y Henley, 1985), y se presume también como origen de las mineralizaciones de Au-Ag en el sector de Almagrera-Almenara (Navarro *et al.*, 1994).

En este trabajo se abordará un análisis teórico preliminar del posible sistema de flujo que ha dado lugar a las mineralizaciones epitermales de este sector, mediante el empleo de un modelo numérico de simulación de flujo subterráneo y transporte de solutos, y considerando que los condicionantes geotectónicos actuales son similares a los que generaron las mineralizaciones más importantes.

### Marco geológico y tipos de yacimientos

La zona objeto de estudio se sitúa en el borde oriental de las Cordilleras Béticas, y ocupa una posición central de un gran arco volcano-tectónico y metalogénico que va desde el Cabo de Gata hasta la Sierra de Cartagena (fig. 3).

Las mineralizaciones epitermales y mesotermiales del sector Almagrera-Almenara se sitúan en el seno de un conjunto de materiales metamórficos siliciclásticos permo-triásicos, y también asociados a los depósitos terciarios de la cuenca de Herrerías, estando claramente vinculados con el volcanismo neógeno de carácter shoshonítico, que existe en esta región (Martínez Frías *et al.*, 1989, 1992; Navarro *et al.*, 1993).

Los micaesquistos y filitas aflorantes en Sierra Almagrera alcanzan una potencia superior a los 700 m, y se caracterizan por su carácter grafitoso, y la presencia de granate y turmalina (fig. 4). Estos

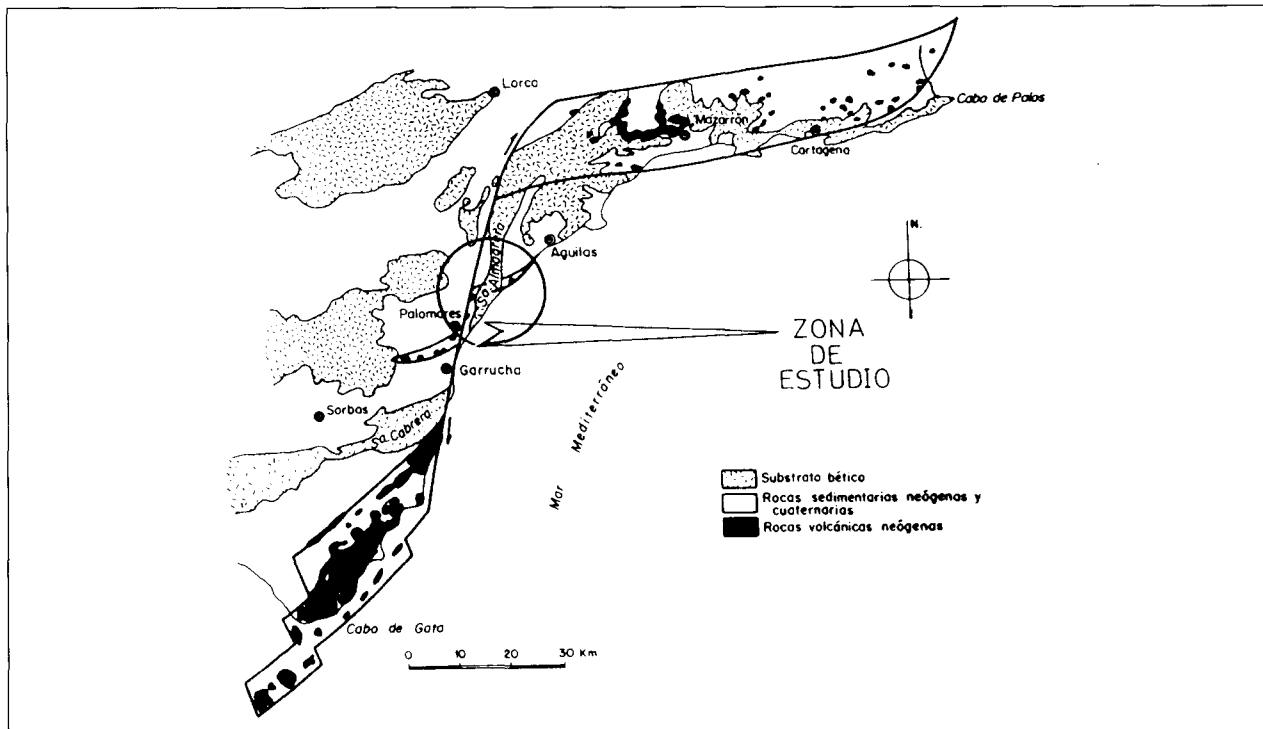


Fig. 3.—Mapa de situación de la zona de estudio. Tomado de Martín Escorza y López Ruiz (1988).

materiales están limitados por una fractura de dirección NE-SW que forma parte del sistema de Palomares y que los separa de los depósitos terciarios de la cuenca de Herrerías, en la que encaja el conjunto mineralizado más importante.

Las mineralizaciones epitermales en esta región son fundamentalmente de cuatro tipos: Ag-Mn-Fe-Ba en la Cuenca de Herrerías; Au-As (Hg, Sb) en el Valle del Azogue, Pb-Ag-Zn-Fe en Sierra Almagrera (Martínez Frías, *op. cit.*) e indicios filonianos de Au-As (Navarro *et al.*, 1994). En estas mineralizaciones destaca asimismo la presencia de una serie de elementos como el mercurio en fase gaseosa, indicador de sistemas geotérmicos o paleogeotérmicos (Phelps y Buseck, 1978). También se ha detectado Radón, lo que unido a la existencia de anomalías geotérmicas, indicaría que el sistema hidrotermal aún pueda estar en funcionamiento.

La edad de algunos de estos yacimientos (Messiniense-Plioceno), y la posibilidad de que el sistema hidrotermal actual sea heredero del que originó tales mineralizaciones, ha justificado la modelización de un sistema regional de flujo, que aunque teórico pudiera ser similar al sistema mineralizador.

Como se verá a continuación, se muestra la posibilidad teórica de formación de yacimientos en zonas donde actualmente existen, y aunque el tratamiento es muy simple (falta el problema térmico),

se apunta la hipótesis de una relación directa entre el transporte de masa y la génesis de yacimientos asociados a sistemas hidrogeológicos convectivos.

## Modelo matemático de simulación

### Antecedentes

La simulación numérica mediante ordenador de sistemas hidrotermales se ha aplicado fundamentalmente al estudio de los procesos de transporte de calor y masa alrededor de stocks magmáticos (Villas y Norton, 1977; Norton y Knight, 1977; Norton, 1978), o bien al análisis cualitativo de las condiciones de génesis de determinados yacimientos hidrotermales (Cathless, 1981; Cathless y Smith, 1983).

En relación a sistemas geotérmicos líquido-dominantes, los modelos numéricos de simulación se han centrado en aspectos relativos a su aprovechamiento geotérmico, o bien a la definición de los mecanismos de transporte de calor y flujo de agua del sistema (Burnell, 1992; Sorey, 1978; Ingebritsen y Sorey, 1985; Pinder *et al.*, 1981), y en ocasiones incluyendo la influencia de la topografía en el flujo regional (Forster y Smith, 1988a y b).

En el caso del sector estudiado existe una topografía acentuada, y una tectónica causante de zonas

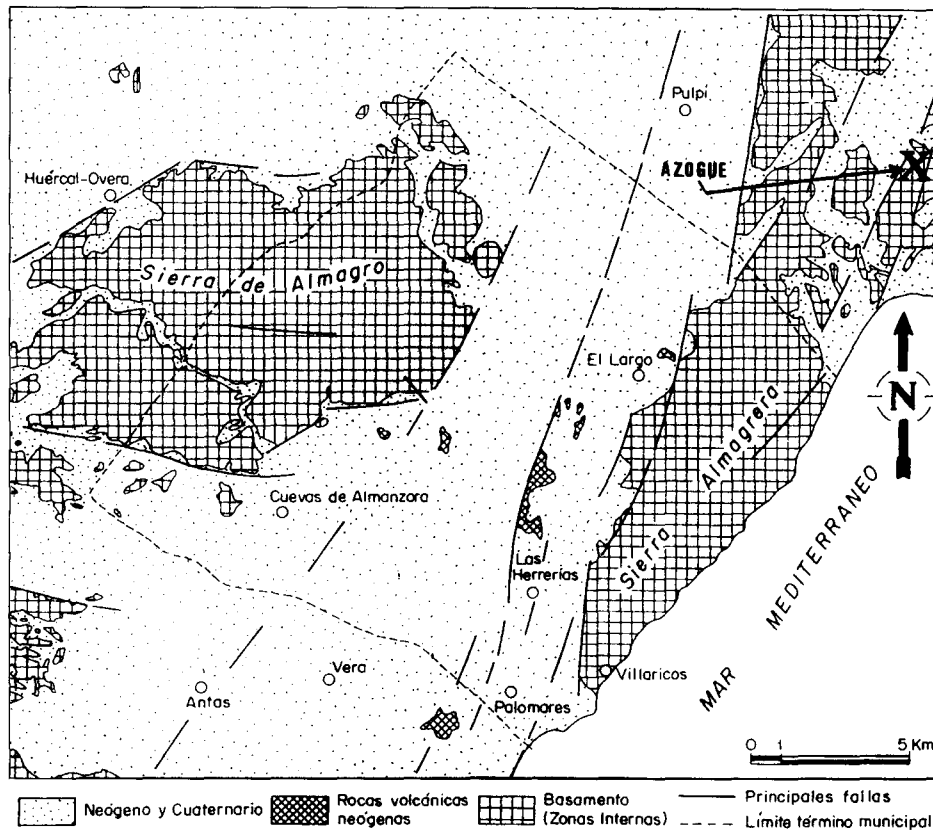


Fig. 4.—Mapa geológico sintético de la zona estudiada. Tomado de López Casado *et al.* (1993).

más permeables que ha jugado un papel importante no sólo en el emplazamiento del volcanismo terciario sino también en la hidrogeología regional (Sánchez *et al.*, 1976). Por ello, en la modelización del sistema de flujo regional se han tenido en cuenta la topografía y tectónica actuales, considerando las zonas fracturadas como zonas más permeables que canalizan los fluidos hidrotermales. La existencia de un campo geotermal actual ha sido puesta de manifiesto por estudios recientes (Maldonado y Rozycki, 1986; Martínez Frías *et al.*, 1992), y la relación entre el quimismo de las aguas termales actuales y los yacimientos epitermales parece evidente (Navarro *et al.*, 1993).

#### Fundamentos matemáticos

Para simular el flujo subterráneo y el transporte de solutos en el sector estudiado de un modo simplificado y cualitativo, se ha empleado un código estándar

(Konikow y Bredehoeft, 1978) que permite simular el flujo subterráneo bidimensional y el transporte de solutos en régimen estacionario o variable.

Para ello el modelo resuelve dos ecuaciones diferenciales:

- Ecuación del flujo subterráneo, y
- Ecuación de transporte de solutos.

La resolución simultánea de estas dos ecuaciones implica una serie de simplificaciones, que hay que tener en cuenta a la hora de elaborar el modelo. Son concretamente las siguientes:

1. Validez de la Ley de Darcy en todo el sistema.
2. La porosidad y conductividad hidráulica son constantes con el tiempo, y la porosidad es invariable en el espacio.
3. La difusión iónica y molecular puede considerarse despreciable.
4. El flujo y el transporte de solutos son bidimensionales.

5. El acuífero es homogéneo e isótropo en relación a los coeficientes longitudinal y transversal de la dispersividad.

No se ha considerado el efecto de la temperatura, por las dificultades que añade el problema y por la ausencia de datos suficientes referentes al campo geotérmico regional y a la conductividad térmica de las rocas. La simulación realizada al no contemplar dichas variables viene a ser únicamente una aproximación cualitativa y preliminar del funcionamiento del sistema. No obstante, permite evaluar la importancia de las zonas de descarga y de la dispersión hidrodinámica en la posible formación de un yacimiento mineral.

La ecuación del flujo subterráneo viene dada por la expresión

$$\nabla(\bar{k}\nabla h) + q = s_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

donde:

- $\bar{k}$  = tensor de conductividad hidráulica.
- $h$  = nivel piezométrico.
- $S_s$  = coeficiente de almacenamiento.
- $q$  = caudal aportado o extraído del sistema.
- $t$  = tiempo.

La ecuación de flujo se resuelve mediante el método de las diferencias finitas, que en primer lugar implica una discretización del sistema en celdas (fig. 5), dividiéndose el acuífero en celdas rectangulares de dimensiones constantes. El modelo matemático resuelve la ecuación de flujo en cada elemento sustituyendo la ecuación diferencial por una ecuación en forma de diferencias finitas, donde las derivadas han sido sustituidas por incrementos finitos.

A partir de la ecuación (1) y alineando los ejes de coordenadas con las direcciones principales del tensor de transmisividad podemos expresar la ecuación de flujo en un esquema implícito de diferencias finitas, del modo siguiente:

Tabla 1.—Especificaciones del modelo y valores de los parámetros fundamentales

ESPECIFICACIONES DEL MODELO	
— Dimensión de la discretización...	17 x 16
— Tamaño de las celdas.....	500 m (NX) x 64,9 m (NY)
— Número de celdas activas.....	137
— Número inicial de partículas por celda.....	9
PARAMETROS DEL MODELO	
— Conductividad hidráulica en zonas permeables (fracturas)....	26,3 m/día
— Conductividad hidráulica en zonas impermeables.....	0,026 m/día
— Conductividad hidráulica del Terciario.....	0,263 m/día
— Porosidad efectiva.....	0,14
— Dispersividad longitudinal.....	30,4 m
— Dispersividad transversal.....	9,1 m

$$T_{xx(i-1/2,j)} \left[ \frac{h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k}}{(\Delta x)^2} \right] + T_{xx(i+1/2,j)} \left[ \frac{h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k}}{(\Delta x)^2} \right] + T_{yy(i,j-1/2)} \left[ \frac{h_{i,j,k} - h_{i,j,k}}{(\Delta y)^2} \right] + T_{yy(i,j+1/2)} \left[ \frac{h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}}{(\Delta y)^2} \right] = S \left[ \frac{h_{i,j,k} - h_{i,j,k-1}}{\Delta t} \right] + \frac{q_w(i,j)}{\Delta x \Delta y} \frac{K_z}{m} [H_{s(i,j)} - h_{i,j,k}] \quad (2)$$

donde:

- $i, j, k$  = índices en las dimensiones  $x$ ,  $y$  y tiempo ( $K$ ), respectivamente.
- $\Delta x, \Delta y, \Delta t$  = incrementos en las dimensiones  $x$ ,  $y$  y tiempo.
- $q_w$  = descarga o recarga volumétrica al sistema en el nodo ( $i, j$ ), expresada en  $L^3/T$ .
- $m$  = espesor del acuífero.
- $H_s$  = nivel piezométrico en la fuente o sumidero.

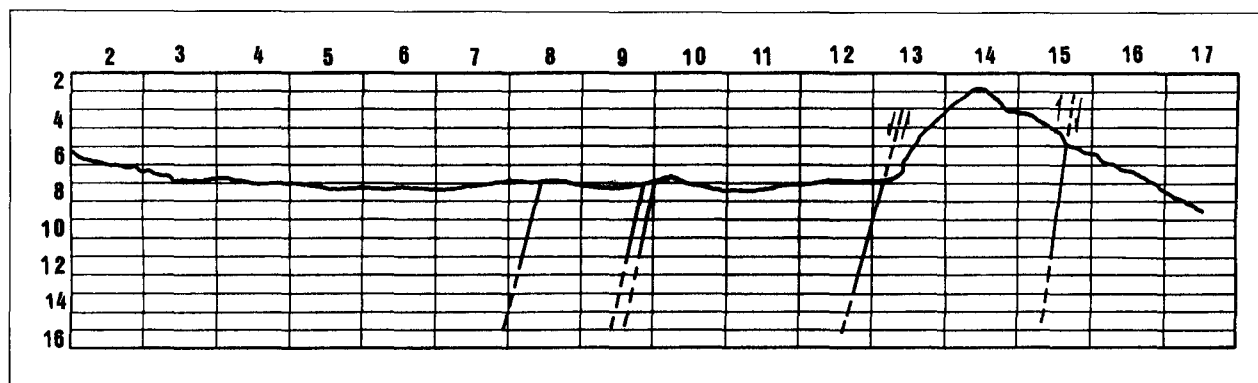


Fig. 5.—Discretización empleada en el modelo de simulación.

$h_{ij}$  = niveles piezométricos.  
 $T_{ij}$  = transmisividades.  
 $K_z$  = conductividad hidráulica vertical.

El programa resuelve la ecuación (2) para todos los nudos del acuífero. Ello equivale a resolver un gran sistema de ecuaciones con  $h_{ij}$  como incógnitas. Para ello se utiliza una variante del método iterativo implícito en dirección alternante (ADI).

Para resolver la ecuación de transporte (3) el modelo empleado utiliza el conocido método de las «características», basado en el concepto de derivada material, que en el caso del transporte por convección y dispersión sería:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{\partial c}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla c = \nabla(\bar{D}\nabla c) + \frac{q}{n_e \cdot m}(c_i - c) - \lambda c + \frac{s_i}{n_e \cdot m} \quad (3)$$

donde:

$\bar{D}$  = tensor de dispersión hidrodinámica.

$c_i$  = concentración inicial.

$q$  = entradas o salidas de caudal.

$n_e$  = porosidad efectiva.

$m$  = espesor saturado.

$S_i$  = fuente de soluto interna.

$\lambda$  = coeficiente de degradación.

La derivada material de la expresión (3) expresa la variación de concentración en un volumen de control que se mueve a lo largo de una línea de corriente  $x(t)$ , y  $(t)$ .

El transporte convectivo está representado por el movimiento de las partículas de soluto a lo largo de líneas de corriente, teniendo en cuenta que a cada partícula se le asigna una concentración inicial, que es igual a cero en aquellas zonas donde no hay introducción o emisión de soluto.

La variación temporal de la concentración de las partículas a lo largo de las líneas de corriente se calcula conociendo la concentración de cada partícula y cada nodo (inicial) en cada celda en el instante  $t$ , y calculando ambas concentraciones en el tiempo  $t + \Delta t$  en tres etapas:

a) Movimiento convectivo de las partículas a lo largo de sus líneas de corriente.

$$x_p(t + \Delta t) = x_p(t) + \Delta t \cdot u_x\{x_p(t), y_p(t)\} \quad (4)$$

$$y_p(t + \Delta t) = y_p(t) + \Delta t \cdot u_y\{x_p(t), y_p(t)\} \quad (5)$$

b) Se calculan los cambios de concentración en cada nodo debido a la dispersión (I) y al efecto de fuentes, sumideros, reacciones y dilución (II), mediante un esquema explícito:

$$C_{ij}(t + \Delta t) = C_{ij}^*(t) + \Delta C_{ij}(t)_I + \Delta C_{ij}(t)_{II} = C_{ij}^*(t) + \Delta C_{ij}(t) \quad (6)$$

$C_{ij}^*$  = concentración intermedia.

c) En esta tercera fase se actualizan las concentraciones de cada partícula asignando a todas las partículas de la misma celda la nueva concentración nodal calculada.

$$C_p(t + \Delta t) = C_p(t) + \Delta C_{ij}(t) \quad (7)$$

donde la partícula  $p$  está contenida en la celda con nodo  $(i, j)$ .

El procedimiento descrito es «explícito» en el tiempo y debe cumplir el criterio corriente de estabilidad, de manera que el intervalo de tiempo escogido sea tal que una partícula de soluto no pueda ser transportada más allá de una celda en un intervalo de tiempo.

### Análisis numérico del problema

Para simular el flujo subterráneo y el transporte de solutos en la zona estudiada se ha realizado una discretización bidimensional de un perfil ideal a escala regional (fig. 5), y se han asumido una serie de simplificaciones, además de la ausencia del fenómeno térmico en el planteamiento del problema. La simulación bidimensional implica que únicamente se ha reproducido el comportamiento hidráulico de una sección homogénea, que equivale a un perfil W-E, de la zona estudiada a lo largo de una extensión de 8,5 km, y hasta una profundidad de 1.000 m. La dificultad de construir un modelo tridimensional, y la capacidad de cálculo que conlleva, ha obligado a esta simplificación, suficiente dado el carácter cualitativo del modelo realizado.

Las condiciones de borde del modelo aparecen en la figura 6, donde los niveles piezométricos se han evaluado en base a los datos históricos disponibles, y a considerar la parte central equivalente a la Depresión Herrerías-Pulpí-Lorca, como una zona de descarga del sistema regional, dada la topografía de la zona.

Los valores de porosidad eficaz y dispersividad longitudinal y transversal se han considerado uniformes (tabla 1), a diferencia de la conductividad hidráulica, ya que se han asignado valores altos a las zonas de fractura permeables (26,3 m/día), valores bajos para los materiales del Mioceno, y valores muy pequeños para el resto del sistema, que teóricamente es impermeable (fig. 6). Estos valores se han asignado de acuerdo con valores medios en rocas de similares características, excepto para las zonas más permeables, cuya conductividad hidráulica procede de los datos de descenso específico extraídos de De Sierra (1928) y Souviron (1899).

En el cálculo de la dispersividad del medio se ha partido de un volumen elemental de referencia

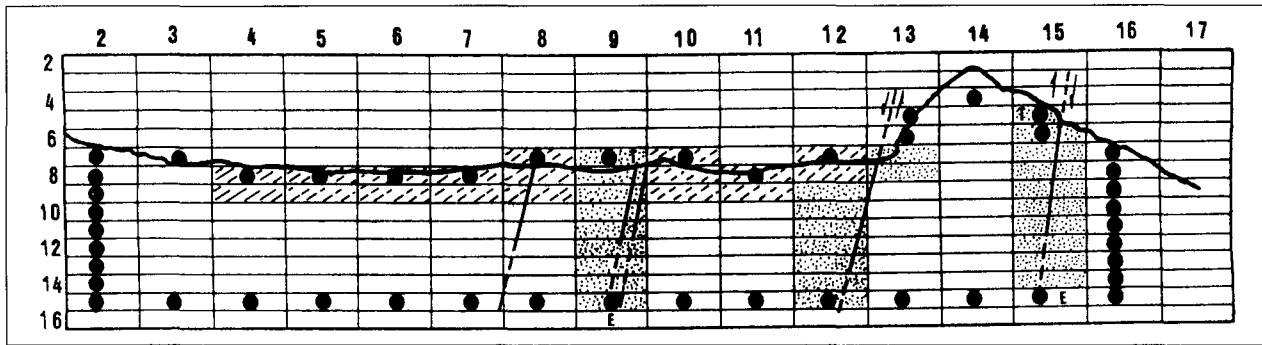


Fig. 6.—Características hidrogeológicas de la zona estudiada, distribución de conductividad hidráulica y localización de los teóricos focos de emisión de fluido mineralizador.

- K = 26,3 m/d
- K = 0,26 m/d
- K = 0,02 m/d
- : Celda de nivel constante
- E : Foco de emisión
- T : Fuente termal teórica
- 7 : N.º de celda

(REV) de escala regional, en el cual la aplicación del modelo de dispersión se ha apoyado en la suposición de una distribución estadísticamente normal de las heterogeneidades, un promediado del estado de cada fase en el REV, y de la aplicación del principio de la superposición al transporte hidrodinámico.

Con estos condicionantes, y suponiendo que el medio fisurado reproduce una estructura regular de bloques de anchura aproximada de 100 m, dato coincidente con los trabajos de campo realizados, con los cálculos teóricos (Navarro y Virto, 1994), y con los datos bibliográficos, se ha empleado la ecuación de Schestakow (Luckner y Schestakow, 1991):

$$\delta l = \frac{l(1-x)}{K_B/K_\epsilon} \quad (8)$$

donde:

- $l$  = longitud característica de los bloques.
- $x$  = saturación relativa de los canales.
- $K_B$  = permeabilidad de los bloques menos permeables.
- $K_\epsilon$  = permeabilidad del medio fisurado.

Para valores de  $K_\epsilon = 1,04 \cdot 10^{-13}$  y  $K_B = 3,058 \cdot 10^{-14}$  (Navarro y Virto, 1994), y una saturación del 40 % se obtienen dispersividades longitudinales que oscilan entre 200 y 30 m, en función del valor de  $l$ , y que han sido las empleadas en la simulación.

En relación al funcionamiento hidrogeológico del perfil de terreno simulado (fig. 5) se han considerado dos zonas de recarga al sistema situadas en las áreas de topografía más altas (columna 2: S. de Almagro; columna 14: S. Almagrera), y un flujo subterráneo que circula hacia la depresión Herrerías-Pulpí o hacia el mar (columna 17). Puesto que

la simulación, en relación al flujo subterráneo, es de carácter estacionario, en las celdas de contorno se asignó un nivel piezométrico constante.

La ubicación de los posibles focos de emisión de fluido mineralizador se ha puesto de acuerdo con la profundidad estimada para el foco de calor actual (Navarro y Virto, 1994) en Sierra Almagrera, extrapolándose dicha profundidad bajo la anomalía térmica que existe en Herrerías (García-Rossell, comunicación personal).

En definitiva, el objetivo ha sido analizar el comportamiento de una zona de descarga convectiva (Herrerías) asociada a un foco de emisión de masa, y el comportamiento de una zona de descarga lateral, próxima a la zona de recarga del sistema y a un foco de emisión de masa (borde este de Sierra Almagrera).

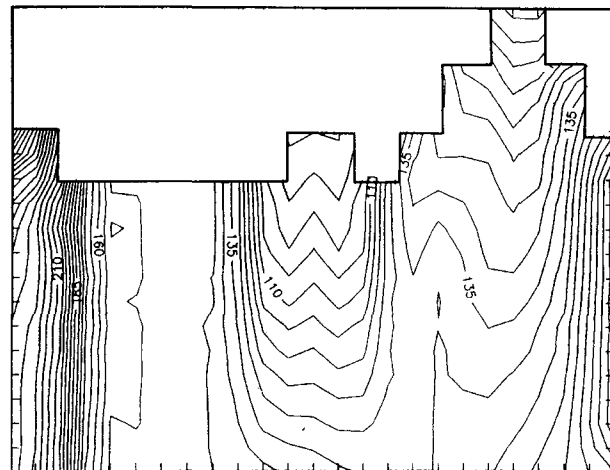


Fig. 7.—Mapa de equipotenciales simulado. Valores en pies.

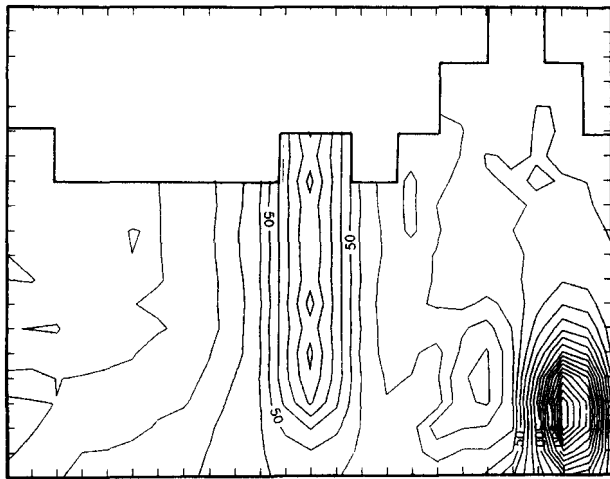


Fig. 8.—Mapa de isocontenido en Cloruros (mg/l), obtenido en la simulación de un sistema convectivo.

En la simulación del transporte de masa se ha analizado el ion cloruro, por su comportamiento parecido al de un trazador, calculándose únicamente el movimiento y/o acumulación de masa en el sistema, sin que ello implique ninguna consideración acerca de cómo pudiera transportarse en realidad un metal como el oro o la plata. En cualquier caso, el mecanismo fundamental para la precipitación del Au en un sistema hidrotermal es la proximidad al nivel freático, por el efecto que produce en la desestabilización de los iones bisulfuro o de los complejos clorurados (Cunningham, 1985; Seward, 1984).

En el caso de nuestro modelo teórico, dicho efecto sería comparable cualitativamente al que se establece en las zonas de descarga, cuando el flujo másico abandona el área discretizada, y es cuantificado por el balance de masas que realiza el modelo.

La entrada de fluido mineralizador cargado de metales se ha simulado como focos puntuales de aporte de fluido (fig. 6), cuyo caudal de emisión se ha evaluado en 1,86 l/s, equivalentes a 161,5 m<sup>3</sup>/día, y cuantificado proporcionalmente al caudal estimado de agua geotermal que se produce en la zona. Estos valores coinciden con los obtenidos por Martínez Frías *et al.* (1993) para el sistema de Herre-rías.

Paralelamente, y en la teórica zona de descarga central y lateral del sistema, se han ubicado dos hipotéticos manantiales termales (fig. 6), cuyo caudal de salida es en conjunto idéntico al total del fluido mineralizador introducido en el sistema. En los focos de emisión se ha considerado que el fluido contenía una cantidad de 15.000 mg/l de ion Cl<sup>-</sup>, valor coherente con los datos de algunos sistemas geotérmicos conocidos.

El objetivo del modelo ha sido calcular el flujo

másico que se genera en estas condiciones hipotéticas basadas en el conocimiento hidrogeológico y geotectónico regional, para poder comprobar dónde teóricamente pueden haberse depositado cantidades importantes de un soluto determinado (en este caso Cl<sup>-</sup>), y comprobar si estas áreas coinciden con yacimientos epitermales existentes. En definitiva se ha tratado, mediante una primera experiencia cualitativa, de calibrar la posible importancia del factor hidrodinámico en la génesis de un yacimiento epitermal, en relación al transporte y acumulación de masa exclusivamente.

### Resultados obtenidos

La simulación del transporte de masa para un período de 2 años del sistema hidrogeológico refleja en relación al flujo (fig. 7) una situación condicionada por las zonas de topografía elevada en la que se produce la recarga y entrada de agua meteórica al sistema, y una zona de descarga, en la que se situaría una posible celda convectiva ubicada en la zona de la depresión prelitoral. En la zona costera se produciría una zona de descarga lateral hacia el mar, y en la que el efecto de dispersión domina sobre la posible concentración de metales asociada al área de descarga hidrotermal simulada.

La evolución del contenido de ion Cl<sup>-</sup> en el sistema, y el balance de masas realizado son los factores que explican dónde y por qué podrían haberse formado concentraciones importantes de metales, en

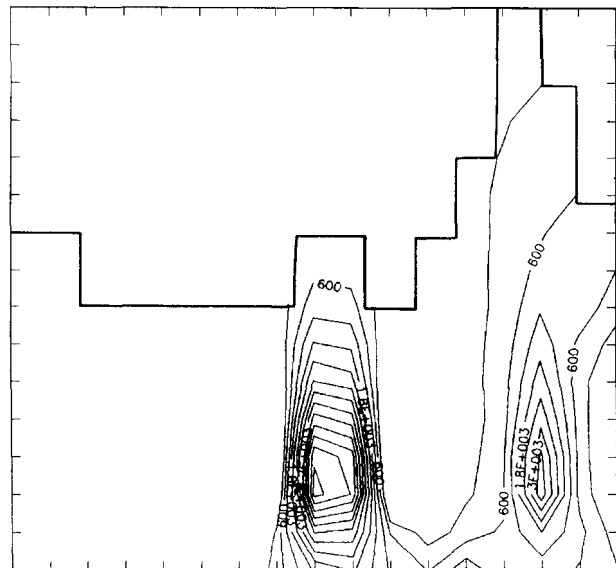


Fig. 9.—Mapa de isocontenido en Cloruros (mg/l), obtenido en la simulación de un sistema no convectivo.



función de la hidrodinámica propuesta y de la coincidencia de zonas de descarga con fenómenos de dispersión lateral o no.

Así la Depresión de Herrerías en su eje central contendría, según el modelo, la mayor zona de descarga de ion  $\text{Cl}^-$ , pudiéndose acumular una masa de 671 Tm al cabo de  $10^3$  años. Si la mayor parte de masa introducida al sistema se descarga por ese punto, y justamente allí existe el mayor yacimiento epitermal de la zona, parece probable una relación causa-efecto, entre la existencia de un sistema convectivo con un foco emisor de masa próximo, y la posible formación de un yacimiento si las descargas están concentradas en el espacio.

Por el contrario, en las zonas de recarga (borde Oeste y relieve de S. Almagrera) no se produce ninguna acumulación de masa, observándose en el modelo cómo el flujo subterráneo arrastraría las sustancias disueltas hacia las áreas de descarga (fig. 8), dado el carácter del flujo.

Al mismo tiempo, puede comprobarse (fig. 8), cómo los contenidos en el trazador empleado en el modelo (ion  $\text{Cl}^-$ ) son prácticamente despreciables en las áreas de recarga, es decir no hay transporte de masa hacia ellas, lo mismo sucede cuando el sistema se simula como «no convectivo» (fig. 9).

El mapa de isocontenido (fig. 8) de ion cloruro muestra cómo únicamente se produce un transporte significativo de masa en la zona de descarga, mientras que en el borde oriental la posible movilización de soluto es mucho menor, ya que se trata de una zona de descarga difusa del sistema hidrogeológico, y que viene a coincidir con indicios de mineralizaciones epitermales de Au, de escasa magnitud, en las Sierras Costeras. Por su situación hidrogeológica no sería descartable de acuerdo con el mapa de isocontenido, la acumulación de pequeñas masas de alta concentración en profundidad.

Esta situación, referida al ion cloruro, en la que se manifiesta una acumulación de masa en áreas de descarga, y una dispersión de masa en zonas de flujo lateral, viene corroborada por el balance de masas que realiza el modelo, y que para el ion cloruro aparece en la tabla 2. Cuando el sistema se simula sin convección, la acumulación de masa es despreciable, lo que explica la importancia de este factor hidrodinámico.

Los datos de la tabla 2 indican una gran acumulación de masa en el sector de la Depresión Prelitoral, y la posibilidad por tanto de formación de un yacimiento, tal como ha sucedido en la realidad en áreas similares (Herrerías, Mazarrón, etc.).

La extrapolación de estos resultados al transporte de metales como Au y Ag, es compleja, ya que si bien el ion  $\text{Cl}^-$  no muestra un incremento notable de

Tabla 2.—Resultados del balance de masas realizado

Celda	Denominación	Tiempo (años)	Masa introducida al sistema (Tm)	Masa detrída en fuentes termales (Tm)
9 14	Depresión prelitoral	1,44	90,055	0,671
15 14	Borde E. Sierras Costeras	1.000	90055,0	671,43
		1,44	90,055	Despreciable

la solubilidad con la temperatura, en el caso de Au y Ag las variaciones en la solubilidad pueden ser importantes en función de la temperatura y salinidad del fluido hidrotermal mineralizante.

## Conclusiones

La génesis de los yacimientos epitermales estudiados en este trabajo parece condicionada fundamentalmente por la hidrodinámica del sistema de flujo, produciéndose un yacimiento en las zonas de descarga del sistema convectivo alimentado por la infiltración de agua meteórica y agua juvenil magmática. Estos sistemas pueden considerarse idénticos a los sistemas geotermales actuales, constituyendo sus únicas diferencias la necesidad de un aporte metálico y un tiempo necesario de funcionamiento, capaz de acumular la suficiente cantidad de metal para crear un yacimiento mineral.

La simulación numérica del sistema regional de flujo, realizada a nivel cualitativo y sin tener en cuenta el efecto de la temperatura, muestra la existencia de zonas de recarga asociadas a las áreas de topografía elevada, y posibles zonas de descarga en las depresiones, y coincidentes con la existencia de mineralizaciones explotadas, o indicios de tipo epitermal, como es el caso de Herrerías y el Valle del Azogue. Por contra, las mineralizaciones filonianas de metales base de S. Almagrera, no tendrían una explicación clara de acuerdo con el modelo propuesto, lo que induce a pensar que se podrían haber generado en condiciones geotectónicas e hidrogeológicas distintas a las actuales.

El balance de masas realizado, y los isocontenidos calculados a partir de la simulación del transporte del ion  $\text{Cl}^-$  en el sistema hidrotermal, muestran que únicamente se produce un transporte significativo de masa en las zonas de descarga del sistema próximas a un foco magmático emisor, mientras que en las áreas de recarga, o áreas con flujo lateral dominante, la movilización y acumulación de soluto es mucho menor, aunque existan focos magmáticos próximos.

La importancia de los procesos de acumulación de masa y sobre todo del conocimiento de su hidrodinámica parece evidente en este tipo de yacimientos, por

lo que un estudio profundo de los sistemas geotermales actuales, así como su modelización numérica, pueden aportar una nueva perspectiva en la prospección de metales preciosos en el SE de las Cordilleras Béticas.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación AMB92-0408 financiado por la CICYT y se ha realizado en cooperación con el Proyecto IGCP n.º 318 (IUGS/UNESCO).

#### Referencias

- Bagby, W. C. y Ashley, R. P. (1990). Epithermal Gold Deposits - Part I, *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1857-H: H31.
- Berger, B. R. y Eimon, P. (1983). Conceptual models for epithermal precious deposits, in Shanks, W. C., III, ed., Cameron volume on unconventional mineral deposits, *Amer. Inst. of Min. Metall. and Petroleum Engineers*, 191-205.
- Berger, B. R. y Bethke, P. M. (1985). Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, *Reviews in Economic Geology*, vol. 2, Society of Economic Geologists, El Paso (Texas), 298 págs.
- Burnell, J. G. (1992). Modelling mass, energy and chloride flows in the Rotorua Geothermal System, *Geothermics*, 21, 261-280.
- Cathless, L. M. (1981). Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits, en E. W. Sagster (ed.), *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, Economic Geology, El Paso (Texas), 424-457.
- Cathless, L. M. y Smith, A. T. (1983). Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-Type lead-Zinc Deposits and their implications for episodic basin dewatering and deposits genesis, *Econom. Geology*, 78, 983-1002.
- Cunningham, C. G. (1985). Characteristics of boiling-water table and carbon dioxide models for epithermal gold deposition, *U.S. Geological Survey Bull.*, 1646, 43-46.
- De Sierra, A. (1928). Los Hierros de Almería y Granada, *Memorias IGME*, 657 págs.
- Forster, C. y Smith, L. (1988a). Groundwater flow systems in mountainous terrain. 1. Numerical Modeling technique, *Water Resources Research*, 24, 999-1010.
- Forster, C. y Smith, L. (1988b). Groundwater flow systems in mountainous terrain. 2. Controlling Factors, *Water Resources Research*, 24, 1088-1023.
- Hedenquist, J. W. y Henley, R. W. (1985). Hydrothermal Eruptions in the Waitapu Geothermal System, New Zealand: Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization, *Econom. Geology*, 80, 1640-1668.
- Henley, R. W. (1985). The geothermal framework of epithermal deposit, en B. R. Berger y P. M. Bethke (eds.), *Geology and geochemistry of epithermal systems*, Society of Economic Geologists, El Paso (Texas), 1-24.
- Ingebritsen, S. E. y Sorey, M. L. (1985). A quantitative analysis of the Lassen Hydrothermal System, North Central California, *Water Resources Research*, 21, 853-868.
- Konikow, L. F. y Bredehoeft, J. D. (1978). Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground-water, *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*, libro n.º 7, cap. C2, 90 págs.
- López Casado, C.; Peláez, J. A.; Peinado, M. A., y Sanz de Galdeano, C. (1993). Neotectónica y sismicidad de Cuevas de Almanzora, en *Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora*, 169-184.
- Luckner, L. y Schestakow, W. M. (1991). *Migration processes in the soil and groundwater zone*, Lewis Publ., 485 págs.
- Maldonado, A. y Rozycki, A. (1986). Anomalía geotérmica en Sierra Almagrera (Almería), en *El agua en Andalucía*, 393-401.
- Martín Escorza, C. y López Ruiz, J. (1988). Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del sureste ibérico, *Estudios Geol.*, 44, 243-251.
- Martínez Frías, J.; García Guinea, J.; López Ruiz, J.; López García, J., y Benito, R. (1989). Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca sedimentaria de Herrerías, Cordilleras Béticas, *Bol. Soc. Españ. Miner.*, 12, 261-271.
- Martínez Frías, J.; García, J.; López-Ruiz, J., y Reynolds, G. A. (1992). Discovery of fossil fumaroles in Spain, *Econom. Geology*, 87, 444-446.
- Martínez Frías, J.; Navarro, A.; Font, X., y Viladevall, M. (1993). Preliminary modelling of the Herrerías-Almagrera-Almenara convective hydrothermal system (Betic Cordillera, Spain) 2, *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*, 747-750.
- Navarro, A.; Font, X.; Viladevall, M., y Virto, L. (1993). Caracterización geoquímica de los sistemas epitermales del borde oriental de las Cordilleras Béticas (Sector Almagrera-Almenara), Comunic. V. Congreso de Geoquímica, Soria, 98-106.
- Navarro, A.; Viladevall, M.; Font, X., y Rodríguez, P. (1994). Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almería). Estudio geoquímico y modelos de yacimientos, *Boletín Geológico y Minero*, 105, 85-101.
- Navarro, A. y Virto, L. (1994). Fundamentos básicos de la modelización de sistemas hidrotermales. Aplicación teórica al sistema Almagrera-Herrerías, Reunión Científica del Grupo de Trabajo, «Geología y Metalogenia de Depósitos Hidrotermales Submarinos», Madrid, 15 págs.
- Norton, D. (1978). Transport phenomena in hydrothermal systems: The redistribution of chemical components around cooling magmas, *Soc. Française de Mineralogie et Cristallografie*, 39 págs.
- Norton, D. y Knigh, Y. (1977). Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons, *Amer. J. Sci.*, 277, 937-981.
- Phelps, D. W. y Buseck, P. R. (1978). Mercury in soil as indicator of geochemical activity: Yellowstone National Park, Wyoming, en J. R. Waterson y P. K. Theobald (eds.), *Geochemical Exploration 1978*, Assoc. Explor. Geochem., Rexdale, Ont., 153-160.
- Pinder, G. F.; Ramey, H. J.; Shapiro, A., y Abriola, L. (1981). Block response to reinjection in a fractured geothermal reservoir, en *Fifth Stanford Geothermal Workshop in Stanford University*, 189-196.

- Sánchez, J. A.; Artes, F., y Fresneda, V. S. (1976). Aplicación científica de las fotografías de la superficie terrestre obtenidas mediante satélites artificiales. II. Arcos montañosos del litoral mediterráneo entre S. Almagrera (Almería) y Mazarrón (Murcia), *Tecniterrae*, 21-37.
- Seward, T. M. (1984). The transport and deposition of gold in hydrothermal system, en *The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, Geological Society of Zimbabwe, Rotterdam, 165-181.
- Sharp, J. M. y Kyle, J. R. (1988). The role of groundwater processes in the formation of ore deposits, en W. Rosenshein Back y P. Seaber, (eds.), *The Geology of North America, Hydrogeology*, Geol. Soc. Amer., 461-483.
- Sorey, M. L. (1978). Numerical modeling of liquid geothermal systems, *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, 1044-D.
- Souviron, R. (1899). El desagüe de Sierra Almagrera, *Rev. Minera Metalúrgica y de Ingeniería*, 1716.
- Villas, R. N. y Norton, D. (1977). Irreversible Mass Transfer between circulating hydrothermal fluids and the Myflower stock, *Econom. Geology*, 72, 1471-1504.

Recibido el 23 de noviembre de 1993

Aceptado el 23 de diciembre de 1994