

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
COMISARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

**APROVECHAMIENTO
DE LA ENERGIA GEOTERMICA
TOMO I, ESTUDIOS TEORICOS**

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

DESARROLLO ACTUAL DEL APROVECHAMIENTO DE LA ENER-
GIA GEOTERMICA: ESTUDIOS TEORICOS Y APLICACIONES
PRACTICAS.

TÓMO I: ESTUDIOS TEORICOS

TOMO I: ESTUDIO TEORICO

INDICE

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 1. INTRODUCCION | 2 |
| 2. SISTEMAS HIDROTERMALES NATURALES | 5 |
| 2.1. Distribución de áreas hidrotermales ... | 5 |
| 2.2. Continuidad de los sistemas hidrotérmicos | 6 |
| 2.3. Características de los campos geotérmicos | 8 |
| 2.4. Sistemas de agua caliente o vapor..... | 25 |
| 3. COMPOSICION DEL AGUA Y VAPOR DE LOS SISTEMAS GEOTERMICOS | 34 |
| 3.1. Definición y clasificación | 34 |
| 3.2. Origen y edad del agua | 38 |
| 3.3. Origen de las sustancias químicas en los fluidos geotérmicos | 41 |
| 3.4. Alteración hidrotérmica | 51 |
| 4. EJEMPLOS DE CAMPOS GEOTERMICOS DE ESPECIAL INTERES | 66 |
| 4.1. Campo Geotérmico de Otake | 66 |
| 4.2. Campo geotérmico de Mexicalli | 68 |

I. INTRODUCCION

El término "energía geotérmica" se utiliza en el presente trabajo de forma restringida para referirnos a la energía, potencialmente útil, que se encuentra almacenada en forma de agua caliente o de vapor en situaciones geológicamente favorables y a poca profundidad en la corteza terrestre. Esta energía está contenida en un área geotérmica" o "campo geotérmico" con límites definidos en una determinada situación hidrológica de las rocas circundantes - ("sistema geotérmico"). El empleo especializado de estos términos puede parecer poco afortunado, ya que el agua caliente o el vapor constituyen una fracción muy pequeña de la energía geotérmica total existente en el interior de la tierra. Sin embargo, en la actualidad es la única parte que puede utilizarse de forma económica. Los términos "energía geotérmica", "área geotérmica", y "sistema geotérmico", tal como se usan actualmente, implican la utilización de estos recursos.

El desarrollo geotérmico se refiere a la - captación de flujos de vapor y de agua caliente, - bien de forma natural, bien de forma inducida, mediante perforación del sistema rocoso. La utilización puede consistir en la distribución de agua caliente a edificios, invernaderos o directamente en procesos industriales. Asimismo la energía térmica del vapor puede ser convertida en electricidad.

El "sistema hidrotérmico es un término general que se emplea al tratar de un sistema que contie

ne agua a altas temperaturas.

En una fase preliminar basta decir que los pozos perforados en sistemas geotérmicos pueden, en algunas áreas, descubrir vapor hasta profundidades considerables, mientras que en otras áreas es posible que se encuentre agua líquida a altas temperaturas. En el primero de los casos, el sondeo produce una sola fase de vapor: por el contrario, en los sistemas geotérmicos de agua caliente, los sondeos producen una mezcla de ebullición de vapor y agua, cuya proporción depende de la temperatura que tenga el agua subterránea.

2.- SISTEMAS HIDROTERMICOS NATURALES

2.1. DISTRIBUCION DE AREAS HIDROTERMICAS.

La mayoría de los países tienen fuentes con agua a temperaturas sensiblemente por encima de la temperatura atmosférica. En muchas regiones se encuentra agua a temperatura de cerca de 100° a 1-2 Km de la superficie, pero las zonas con agua a temperatura superior a 150° a estas profundidades, sólo se dan en situaciones geológicas especiales. Las zonas de elevado flujo de calor (varias veces el promedio de $1,4 \times 10^{-6}$ cal cm⁻² su⁻¹), en las que existen los más importantes sistemas geotérmicos de alta temperatura, están muchas veces asociadas a zonas de vulcanismo y formación de montañas en las zonas de placas de la corteza. Ejemplo de ello son las zonas de fracturas del Sur de California, México y el Este de Africa, principalmente en Uganda, Kenia y Etiopía. En los lugares de unión de placas, el material de la corteza puede ser impulsado a grandes profundidades por debajo de la masa continental, donde se funden. Son las zonas geotérmicas asociadas con el vulcanismo andesítico.

Los sistemas hidrotérmicos de altas temperaturas también existen en una zona que va desde Italia, Grecia y Turquía a través del Cáucaso al Himalaya y suroeste de China, asociados con importantes actividades tectónicas y formación de montañas en las zonas donde se juntan las placas de la corteza de Africa, Europa, Asia y la India.

Tamrazyan indicó que la separación de las placas de Siberia y Europa creaba una amplia zona de fractura que se llenó posteriormente con masas sedimentarias de gran espesor. Un flujo de calor muy elevado, aislado por fracturas sedimentarias dió origen a muchos de los importantes recursos de agua caliente de la URSS. Los recursos de agua caliente dentro de sedimentos de muchas de las zonas de Texas y Louisiana de la cuenca del Golfo de México y en la cuenca de Camboy, en la India, posiblemente serán igual de importantes.

2.2. CONTINUIDAD DE LOS SISTEMAS HIDROTERMICOS

Grindley demostró que hubo actividad hidrotérmica en Wairakei, Nueva Zelanda, hace 500.000 años, y Barth estima que la edad del gran Geise de Islandia es de al menos 10.000 años. Al sistema de Steamboat Sprimp, Nevada, se le atribuye una edad de 10 años. Sin embargo, la información cuantitativa directa de las tendencias, a lo largo del tiempo, en las composiciones y temperaturas de las fuentes calientes, sólo es conocida aproximadamente en los 10 últimos años. Durante la época anterior, sólo se dispone de las observaciones cualitativas en documentos históricos, o de evidencia geológica indirecta como por ejemplo inclusiones en minerales hidrotermales.

Según ha investigado Waring, en Bone, Argelia, se ha utilizado agua de fuentes calientes desde

tiempos remotos y su temperatura probablemente no ha variado en más de 4° en 2000 años. Las fuentes calientes de Tiberio cerca del lago de Galilea se asocian ya a tiempos bíblicos, puesto que el nombre de la ciudad Hammak significa fuentes templadas, y el nombre Emmans significa fuentes caliente. Cerca de Rayhjavik en Islandia, las fuentes calientes de Thvostalanger ya existían en el siglo noveno cuando llegó una expedición colonizadora. Piip informa de las temperaturas de las fuentes en Kamchastka desde comienzos de 1700, mostrando que las minas han variado menos de 1-2° desde ese tiempo.

En bastantes lugares existen caudales considerables de agua caliente; las fuentes calientes de Islandia, por ejemplo, dan 1000 litros/segundo; las fuentes del Parque de Yellowstone dan 3000 l/seg; y las de Warakei en Nueva Zelanda 400 l/seg. Una fuente en Deldasfunger, Burgarfjardsyple, Islandia, produce 250 l/seg. de agua casi en ebullición. En muchas zonas geotérmicas, el caudal de agua acumulado debe estimarse en términos de kilómetros cúbicos. La gran cantidad de materiales disueltos en los sistemas de fuentes calientes es también aparente si consideramos que un kilómetro cúbico de agua de una fuente caliente puede contener varios millones de toneladas de sales disueltas.

2.3. CARACTERISTICAS DE LOS CAMPOS GEOTERMICOS

Los campos geotérmicos pueden darse en entornos geológicos y tipos de rocas muy diferentes. Los campos geotérmicos de agua caliente situados al rededor de la cuenca formada por el océano Pacífico, es decir, Japón, Nueva Zelanda, Indonesia y Chile, se producen en zonas de volcanismo predominantemente riolítico o andesítico. Por el contrario, la importante actividad hidrotérmica de Islandia se da en rocas predominantemente basálticas y extensamente fracturadas, aunque en varias de las zonas, también hay rocas riolíticas. En otras zonas tectónicas del Cenozoico, existen Campos geotérmicos en muchos tipos de rocas metamórficas y sedimentarias. Los campos de vapor de Larderello en Italia están en una zona de rocas metamórficas, dolomita, caliza, mármol y pizarras, mientras que los campos de geiseros de California se encuentran sobre todo en grauwakas fracturadas. Tanto el campo de Cerro Prieto en Méjico como en el área geotérmica del Valle Imperial del sur de California están situadas en zonas de sedimentos de deltas de ríos, asociadas a los cercanos centros volcánicos riolíticos.

Asimismo, tipos similares de entorno de roca pueden producir tipos diferentes de campos geotérmicos; así, por ejemplo, en Larderello, Italia, los pozos producen principalmente vapor seco, mientras en Kizidere, Turquía, en una zona de roca similar, los pozos profundos producen agua a altas temperatu--

ras. Los procesos que determinan si un campo geotérmico produce vapor o agua caliente se examinan más adelante en este capítulo.

Es difícil definir un campo geotérmico típico, puesto que cada uno tiene sus características propias. Sin embargo, las diferentes áreas tienen algunos puntos en común. Según indica Banwell, los campos geotérmicos de alta temperatura conocidos, están frecuentemente asociados a actividad volcánica del Cuaternario o reciente, con fallas, inclinaciones y, muchas veces, intrusiones cercanas de rocas riolíticas.

A continuación se examinan con mayor detalle la forma en que operan los sistemas geotérmicos, tanto respecto a las características que se pueden observar como los procesos que ocurren en distintos tipos de sistemas. Se describen campos específicos a modo de ejemplo.

La dificultad en agrupar los sistemas geotérmicos en categorías estriba en que aún no son bien conocidos los procesos que intervienen. Una clasificación útil debería estar en relación con la situación de un campo. Después de varios intentos de clasificación Mc Nist propuso (1970) un sistema que se basa en los procesos geológicos y las posiciones de los campos con respecto a los cinturones orogénicos y volcánicos.

Para facilitar el estudio de los diferentes sistemas hidrotérmicos, se dividen normalmente en 2 tipos principales; los sistemas ciclicos y de almacenamiento.

Sistemas ciclicos: El agua caliente es - agua meteórica que ha seguido un ciclo de descenso profundo, calentamiento y ascenso. En este sistema son importantes las fuerzas convectivas. El análisis isotópico del hidrógeno y oxígeno en el agua - caliente o en el vapor demuestra que su origen es predominantemente el agua de superficie de la misma zona, aunque no se excluye que haya alguna adición de otras aguas. Es posible que este ciclo no se complete de modo continuo, y el agua caliente o el vapor pueden ser almacenados temporalmente en zonas permeables convenientemente selladas.

Sistemas de almacenamiento: El agua es almacenada en las rocas durante periodos geológicamente largos y es calentado in situ, bien como un fluído dentro de la formación, bien como agua de hidratación de los minerales.

Puesto que un acuífero es una cuenca sedimentaria puede formar parte de un sistema artesiano regional, existe claramente una transición entre el sistema de almacenamiento y el sistema ciclico. El sistema de almacenamiento resalta el escaso flujo de entrada y salida del sistema, y la probabilidad de que el agua pueda contener una cantidad considerable de agua procedente de los sedimentos.

Los sistemas geotérmicos se denominan sistemas abiertos si, en la actualidad, no hay ninguna o poca formación de roca de sello cerca de la superficie, y se conocen como sistemas cerrados, si una

estructura de roca de tapa de baja permeabilidad evita la fácil salida de agua o vapor. En diferentes campos geotérmicos puede haber distintos tipos de rocas de recubrimiento, tales como rocas ígneas, rocas sedimentarias de grano fino, así como rocas cuya permeabilidad ha sido disminuída por deposición de minerales de las aguas calientes. La presencia de una o más rocas de recubrimiento produce muchas veces el desplazamiento lateral y acumulación del agua caliente en las formaciones permeables, y puede producir grandes acuíferos de agua caliente como los encontrados en Wairakei y Broadlands en Nueva Zelanda. Por el contrario, en Orakeikorako, donde no existe una estructura de capa de recubrimiento y los acuíferos permeables afloran en la superficie, las temperaturas son más bajas que en otras zonas geotérmicas de Nueva Zelanda y la producción de los pozos no fue lo suficientemente atractiva como para impulsar su desarrollo.

Sistemas Cíclicos

La formación de este tipo de sistema hidrotérmico exige:

- 1.- formaciones de roca adecuadas que permitan la circulación de agua a niveles profundos;
- 2.- una fuente de calor;
- 3.- la disponibilidad de agua;

- 4.- tiempo y área de superficie suficientes - de intercambio de calor para permitir el calentamiento del agua, y
- 5.- una vía de retorno a la superficie.

Los sistemas hidrotérmicos cíclicos reflejan la tendencia general de que en cada cuenca de captación las precipitaciones circulen hacia abajo a través de las rocas hasta profundidades controladas por la estructura local. En la mayoría de los países existen fuentes calientes cuando el agua vuelve a llegar a la superficie después de haber circulado a grandes profundidades y haber recibido calor de las rocas, pero es muy raro que estas aguas lleguen a tener temperaturas de ebullición. Este último hecho se limita principalmente a las zonas de reciente actividad volcánica o tectónica.

Los sistemas cíclicos pueden subdividirse en:

- a) Sistemas de altas temperaturas asociados - con volcanismo reciente.
- b) Sistemas de altas temperaturas en zonas no volcánicas de actividad tectónica del Cenozoico. y
- c) Sistemas de agua caliente en zonas de flujo de calor casi normal.

- a) Sistemas de altas temperaturas asociados a volcanismo reciente.

Estos sistemas se dan en gran número de situaciones diferentes. Están asociados más a zonas de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas que a centros de erupción basáltica. Muchos campos geotérmicos tienen estructuras producidas por actividad tectónica, tales como fallas en forma de bloque, formación de fosas tectónicas, valles producidos por hendiduras, pero no tienen relación obvia con un centro volcánico determinado. Los emplazamientos especialmente favorables se sitúan en la intersección de fallas al borde de los grandes bloques estructurales. La mayoría de los campos geotérmicos de Nueva Zelanda están situados en estructuras de fosas tectónicas, al igual que los campos de Salton Sea, California, y Cerro Prieto en México. Varios campos están asociados a estructuras volcánicas de caldera (por ej. Natsukawa, Pauzhetsk, Valles Caldera y Atmachapan), mientras que otros están asociados con volcanes específicos (por ej. Namotombo, Nicaragua y Kawah, Kamojunj, Indonesia).

Esquemáticamente, el funcionamiento de los Sistemas de este tipo es el siguiente: proceden -- de aguas meteóricas locales que pueden circular a profundidades considerables (muchos kilómetros) a través de sistemas de fisuras y fallas, se calientan, y vuelven a subir a la superficie por fuerzas convectoras. Las vías principales de ascensión del agua suelen ser las zonas de fallas y fisuras causadas por intrusiones magmáticas. En los horizontes --

porosos el agua caliente puede extenderse a distancias considerables. A niveles poco profundos del sistema puede existir una recirculación convectiva de las aguas que se han enfriado por ebullición en las condiciones de baja presión, mientras que se produce la mezcla con aguas ajenas al sistema térmico en las zonas marginales a todos los niveles. Es frecuente que una roca de recubrimiento limite la salida de fluido y calor, pero las fugas de vapor dan origen a fuentes calientes a niveles más profundos del terreno, y las fugas de vapor generan fumarolas a niveles más altos o aguas a poca profundidad calentadas por vapor. En condiciones naturales puede producirse una interfase de vapor y agua debajo de la superficie del terreno que es bajado localmente cuando un pozo facilita una vía de alta permeabilidad a la superficie. Las proporciones de vapor y agua que descarga el pozo varían en función del nivel de la interfase.

El calentamiento del agua a gran profundidad se atribuye generalmente a la intrusión de magma, donde el calor es conducido a través de una zona de roca solidificada de grosor desconocido alrededor del magma. El intercambio de calor puede ser fomentado por el resquebrajamiento de la costra solidificada bajo la tensión térmica. Elde opina que el continuo flujo de calor observado en zonas geotérmicas de alta temperatura exigiría una convección dentro de un cuerpo magmático. Por otro lado, una secuencia de intrusiones magmáticas también podría

mantener el flujo de calor.

Los fluidos de alta temperatura pueden también ser expulsados de un cuerpo magmático, Mahon y McDowell opinan que la expansión de fluido magmático de alta temperatura y elevada presión crearía una solución densa y altamente salina a temperaturas subcríticas y además una fase de vapor humedo que en la mayoría de los sistemas subiría mezclándose con las aguas meteóricas en circulación. A. Mc Nabb sugiere que una salmuera salina de alta densidad de ésta índole podría constituir un buen medio de conducción de calor entre el magma y el agua.

Algunas de las dificultades de un modelo de flujo de calor continuo que requiere un foco de calor constante de rocas de baja conductividad térmica, se evitan si se considera que el tiempo de rotación del agua en los sistemas geotérmicos es muy largo (del orden de 10^4 - 10^5 años), y el flujo de salida es intermitente. En este caso, los sistemas podrían tener largos periodos de calentamiento conductivo del agua con poca salida, seguido por periodos relativamente cortos (del orden de 10^3 - 10^4 años) de elevadas salidas cuando se forman nuevas vías de salida a la superficie. Esto puede ser originado por actividad tectónica, o por explosiones hidrotérmicas en caso de que la temperatura haga que las presiones de vapor excedan la presión litostática. Después de un periodo de flujo, los canales pueden sellarse con depósitos de sílice y calcita.

Hay alguna evidencia de campo que corrobora-

ra esta idea. Las extensas terrazas de sílice en algunas zonas demuestran que en el pasado hubo importantes salidas de agua. La experiencia en Nueva Zelanda y otras zonas ha mostrado que existe poca relación entre el caudal natural de salida de agua de fuentes o fumarolas y el tamaño de un sistema geotérmico que se descubre por sondeos.

En los campos geotérmicos de alta temperatura en rocas muy porosas (por ej. Wairakei) se ha sugerido que el agua sube desde profundidades considerables (varios kilómetros) en forma de columna estrecha rodeada de agua relativamente fría, y que el agua caliente se extiende lateralmente en estratos permeables poco profundos. La masa, en forma de seta del agua de alta temperatura significaría que los pozos geotérmicos profundos se limitan a una zona relativamente pequeña, mientras que la existencia de pozos menos profundos es menos crítica.

Los flujos de agua caliente en dirección horizontal a escasa profundidad existen en varios campos geotérmicos (por ej. El Talio, Chile. Donaldson hizo un análisis matemático de un modelo geotérmico convectivo sencillo con variaciones de permeabilidad en diferentes puntos del ciclo.

b. Sistemas de altas temperaturas en zonas no volcánicas de actividad tectónica cenozoica

Ejemplos de este tipo de campo geotérmico han sido examinados por sondeos profundos para proyec

tos de desarrollo de energía. El más conocido es la zona de Lardarello en Toscana, Italia, a continuación se hace un breve resumen de su estructura geológica.

La zona de Lardarello, Italia: En la zona de Lardarello hay muchos montes con alturas máximas de 1000 m. que forman parte de una cadena de montañas de 50 Km. de longitud denominada Montes Metalíferos. La zona se caracteriza por la existencia de pequeñas islas de esquistos y cuarcitas Paleozoicas, así como calizas Mesozoicas, que afloran a través de un recubrimiento sedimentario de arcillas, esquistos y areniscas.

La estructura de la zona es el resultado de una compresión que dio lugar a pliegues alargados paralelos a los Apeninos y fallas convergentes en profundidad, paralelos al eje de los pliegues. Masas considerables de roca también se desplazaron hacia abajo hasta profundidades con temperaturas suficientemente altas para formar magma granítico. En una fase posterior de relajación de la corteza el magma granítico subió hasta la superficie. Se forman arcillas esquistosas que se dispersaron por sobrecorrimiento a lo largo de los pliegues. Estas arcillas taparon y sumergieron parte de los pliegues, especialmente después de una fase de subsidencia. En el curso de una transgresión marina en el Mioceno Superior y Plioceno, se formaron una serie de arenas, arcillas calizas y conglomerados. La emersión del post-Plioceno estuvo acompañada -

por más fallamientos, y los últimos movimientos datan del Cuaternario.

Marinelli opina que Lardarello constituye una fosa tectónica formada en su cima por un domo - causado por la intrusión de granito debajo de la zona. La enorme depresión de gravedad podría atribuirse a la presencia de un cuerpo magmático a una profundidad de 6-8 Km. La presencia de un cuerpo intrusivo ascendente podría crear sistemas de fallas y - fracturas que posibilitarían la subida de considerable calor durante periodos largos de tiempo mediante movimientos convectivos de agua.

En resumen, la secuencia estratigráfica consiste de esquistos y cuarcitas con fallas y pliegues que forman el basamento cristalino antiguo de la región. Sobre estas formaciones se asienta el complejo permeable principal que, en la zona de Lardarello, - tiene a veces un espesor de sólo 50-100 m. Contiene formaciones de evaporita con anhídrido Triásicos, que han sido transformados parcialmente por la solución - preferencial de sulfato cálcico en una estructura - abierta cementada por calcita, y con filones de celestita. En estos lugares, que frecuentemente corresponden a anticlinales menores, las series de evaporitas muchas veces están cubiertos solamente por arcillas esquistosas (y a veces formaciones del Neógeno). Es precisamente en estas estructuras anticlinales donde la exploración geotérmica ha obtenido los mejores resultados.

El complejo superior de arcilla forma una eficaz roca de recubrimiento impermeable para el sistema. La actividad térmica natural de la zona, formada por salida de vapor y agua calentada por vapor, se producía en aquellas zonas donde el recubrimiento de arcilla era delgado y situado directamente encima de las series anhidridas. La profundidad de los pozos de producción de vapor varía en función del grosor del recubrimiento impermeable de arcilla y en función de la profundidad de los tres estratos principales portadores de vapor, (las series de evaporitas, un horizonte superior de formación de jasper Jurásico, o las cuarcitas del basamento). Los sondeos tienen una profundidad media de 600 m. y la profundidad máxima alcanzada ha sido de 1600 m.

Los pozos producen vapor, a veces después de un breve periodo de salida de una mezcla de vapor y agua en las zonas de nuevo desarrollo. Con el tiempo, la descarga de vapor se sobrecalienta, a la vez que desciende la presión y aumentan ligeramente las temperaturas. La temperatura del vapor varía considerablemente, desde un mínimo de 150° hasta un máximo de 260°, y la presión máxima de vapor que se ha registrado es de 39 bar.

A partir de la evidencia petrológica, Marinelli concluye que en las condiciones naturales hubo una circulación convectiva de agua caliente líquida en las rocas. En la base de un pozo que descarga vapor, el vapor se forma probablemente por la evaporación de agua contenida en los poros de la roca.

Los minerales típicos de alteración hidrotérmica en la cuarcita y pizarra del basamento incluyen zeolita, clorita, calcita, cuarzo, anhidrita y pistacita. Marinelli concluye que se formaron minerales de calcio en estos niveles por la recirculación de sales de calcio en las capas superiores de carbonatos. La alteración hidrotérmica no fue importante en los lechos de recubrimiento debido a su baja permeabilidad, pero se encontró Wairakite en un sedimento en contacto con el horizonte de producción.

- c). Sistemas de agua caliente de circulación profundas en zonas de flujo de calor casi normales.

En muchas zonas del mundo, el repetido fallamiento y fracturación de rocas igneas y metamórficas permite la circulación de agua a grandes profundidades. Esto origina la aparición de fuentes calientes con temperaturas generalmente debajo de 150° . Las aguas calientes son frecuentemente soluciones diluidas de cloruro, bicarbonato y bióxido de carbono disueltos. Estas fuentes tienen generalmente poco caudal y el almacenamiento de agua dentro de los sistemas puede no ser grande.

Se perforan pozos para intersectar las zonas fisuradas en la roca sólida debajo de los niveles donde las aguas termales se dispersan en aluviones superficiales.

Algunos ejemplos de este tipos de agua incluy

yen Carbbad en Checoslovaquia; el Greater Cancasas, los Pamios y Tein-Srau en Rusia; en los montes Visques en Francia, al norte de la India; y en la isla de Sur de Nueva Zelanda.

Sistemas de Almacenamiento.

a) Sistemas de Cuencas de Sedimentación. Los sedimentos marinos contienen un 60% de agua. Puesto que están enterrados y compactados, el contenido de agua disminuye y una serie de reacciones químicas, mineralógicas y bacterianas producen aguas de diferentes tipos químicos. Las aguas calientes que existen en estos tipos de situación geológica solamente son interesantes para su desarrollo geotérmico donde con un gradiente térmico excepcionalmente alto - existan horizontes de almacenamiento de gran permeabilidad en la roca.

La salinidad total de las aguas calientes dentro de las rocas sedimentarias varían considerablemente y es en general, mayor que en el caso de las aguas procedentes de zonas de roca volcánica. Las diferencias en la salinidad llevan también a una diferencia en los niveles relativos de los diferentes elementos contenidos en el agua (por ej., en las salmueras caliente hay mayores concentración de calcio, magnesio, hierro y manganeso. Con respecto a sodio que en aguas diluídas de igual temperatura). En la medida que aumenta la salinidad total, el cloruro -

domina generalmente sobre otros aniones. Las aguas de las cuencas sedimentarias contienen generalmente más bioxido de carbono y concentraciones de hidrocarburos que las aguas de las zonas volcánicas.

Los sondeos en los campos petrolíferos - han mostrado una tendencia con el aumento de la profundidad en cuanto a la composición química de las aguas encontradas. Chebarotev observó que las aguas cercanas a la superficie (a profundidades del orden de los 500 m.) tienen normalmente un alto contenido en sulfatos; las aguas a profundidades intermedias suelen tener mucho bicarbonato, mientras que a profundidades mayores de 700 m. el anión dominante es generalmente el cloruro.

Muchos centros han estudiado los procesos que motivan los cambios en las composiciones y concentraciones del agua en el entorno sedimentario - aunque en una situación determinada el mecanismo - predominante no siempre está claro. Los procesos incluyen: a) precipitación de minerales (por ej. calcita, pirita, anhidrita); b) recristalización de rocas, formando nuevas concentraciones de minerales; c) hidratación o deshidratación de minerales; d) - acción bacteriana; e) situación cambiante de reducción - oxidación o condiciones pH; f) dilución o - mezcla con otras aguas; g) solución de elementos de otros materiales contenidos en los sedimentos; h) - ultrafiltración u ósmosis inversa de las aguas por lechos de arcilla o esquisto recubridores.

Este último proceso puede que requiera una aclaración. White sugirió que los minerales de arcilla compactados de carga negativa pueden formar una membrana que bajo un gradiente de presión serían capaces de pasar moléculas neutras, tales como agua, bióxido de carbono, ácido bórico y amonio, pero que tendrían una permeabilidad restringida a los iones. El sodio y bicarbonato se consideran más móviles que los iones de cloruro. Se supone que se forma una salmuera rica en calcio en el lado de alta presión de la membrana de arcilla, mientras que en el lado de baja presión se formaría agua de bicarbonato de sodio que contiene una mayor proporción de boro y amonio y con una menor concentración de cloruro.

Sounirajan mostró que la acción de las membranas de ósmosis inversa pueden explicarse mediante un modelo sencillo de canales de membrana de un tamaño determinado. (correlacionado con el grado de compactación de la arcilla). A medida que aumenta el tamaño del canal, el paso selectivo de sustancias disueltas es posible, en función del tamaño de las sustancias disueltas. Las moléculas sin carga y los iones univalentes pasan a través de aperturas relativamente pequeñas en la membrana, mientras que iones bivalentes con grandes capas de hidratación requieren canales más grandes. La selectividad del paso de sustancias disueltas así como la capacidad de producir una solución residual concentrada ha sido demostrada en experimentos de laboratorio con membranas de arcilla. El proceso es especialmente efectivo en el caso de soluciones con baja concentración de sal.

Sin embargo las aguas altamente salinas pueden también producirse por procesos menos complejos, - como por ej. la solución de secuencias de evaporitos - en cuencas sedimentarias, que pueden explicar alguna - de las salmueras calientes concentradas que se encuentran en la plataforma siberiana. Las aguas termales de cuencas sedimentarias incluyen salmueras con concentraciones hasta el punto de saturación de cloruros, sulfatos y carbonatos.

La acción bacteriana puede tener un efecto - considerable sobre las aguas y los minerales, sobre todo en las primeras fases de compactación y alteración de los sedimentos. Así, por ejemplo, las reacciones - bacterianas pueden dar lugar a la formación de sulfuro de hidrogeno y bióxido de carbono a partir de sulfato y material orgánico; por consiguiente pueden precipitarse sulfuro de hierro y carbonato cálcico.

En una fase avanzada de alteración de los se dimentos, las reacciones metamórficas producirán aguas derivadas de la descomposición de minerales cristalinos y de la materia orgánica asociadas. En particular, es - de esperar que las aguas metamórficas contengan concentraciones excepcionalmente altas de bióxido de carbono, boro, amonio y mercurio. Puede esperarse una transición gradual entre aguas filtradas de la compactación de sedimentos de grano fino y agua procedente a mayores temperaturas y presiones.

En cualquier momento durante la compactación, reacción, solución, filtración por membrana, o metamorfismo en una secuencia sedimentaria, una fase de -

agua podría pasar a un horizonte de almacenamiento o a la superficie a través de fisuras o juntas en las formaciones. De ahí pueden resultar una inmensa gama de composiciones del agua.

b) Sistemas metamórficos. No hay ejemplos probados de sistemas geotérmicos en base a aguas expulsadas durante un metaformismo regional. Sin embargo, White y Barnes sugirieron un origen metamórfico de las fuentes calientes en diferentes sitios de las zonas montañosas de la costa californiana generalmente hay depósitos de mercurio asociados a éstas zonas. Las fuentes producen agua con bicarbonato sódico diluido con cantidades apreciables de amonio y boro y las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno del agua muestran que principalmente son de origen - no meteórico. Las fuentes emanan de una amplia gama de rocas distintas, y se ha sugerido que las aguas surgen de fluidos que existen como consecuencia del metamorfismo actual de roca sedimentaria marina debajo de la zona.

2.4. SISTEMAS DE AGUA CALIENTE O VAPOR

Los pozos perforados en la mayoría de los sistemas hidrotérmicos de altas temperaturas encuentran agua líquida caliente procedente de fisuras y fracturas en rocas competentes o de estratos de roca porosa. Al -

principio, los pozos descargan una mezcla de vapor y agua en una proporción que depende de la temperatura original del agua y del contenido de gas. Al cabo de un periodo de salida de vapor y agua, las características del pozo pueden cambiar gradualmente y puede haber una mayor proporción de vapor en la descarga de lo que sería de esperar habida cuenta la temperatura inicial del agua en el subsuelo. En una fase posterior, la relación vapor - agua puede disminuir de nuevo. Esto ocurrió en algunos pozos en Broadlands y Wairakei, pero fue especialmente notado en Broadlands, donde la permeabilidad de la roca no es tan elevada como en Wairakei.

En algunos sistemas de alta temperatura, - por ej. Lardarello. The Geises y Natsukawa, la mayoría de los pozos descargan vapor no acompañado por agua, a veces después de un periodo muy breve se descarga de vapor y agua. Las cantidades de agua de salida está en relación a la presión de los pozos. A medida que aumenta la presión en la boca del pozo, se logran descargas más húmedas.

Consideremos ahora, un sistema geotérmico en el que el nivel de agua líquida llega hasta la superficie. El agua a alta temperatura sube desde una profundidad considerable (muchos kilómetros) a través de una vía de flujo de permeabilidad A_1 y pasa a la superficie a través de un sistema de canales de permeabilidad A_2 . En este sistema, A_1 es mayor que A_2 . Desde el punto A en la superficie hasta el punto B en la columna -

de agua, la presión sube desde 1 atm. hasta un mínimo equivalente a la presión combinada de vapor y gas a la temperatura del agua. Como aproximación (omi--tiendo la presión del gas) podemos decir que las temperaturas y presiones son las de una columna de agua en su punto de ebullición a lo largo de todo su recorrido. En el punto B se han encontrado temperaturas de hasta 350° en varios sistemas geotérmicos de agua caliente. En el caso ideal, los pozos perforados en el lugar de almacenamiento del agua, descargan vapor y agua en una relación que está determinada por la -temperatura original del agua.

La presencia de importantes concentraciones de gas en un sistema de agua tiene un marcado efecto sobre los gradientes de temperaturas y de presión. -Mientras que en un depósito de vapor tiene que haber una parte considerable de gas que contribuya de forma apreciable a la presión total de vapor, en un sistema de agua la presión parcial de gas disuelto puede representar una parte elevada de la presión total. Por ejemplo la mayoría de los pozos en la zona de -Broadlands tenían una concentración de CO₂ de aprox. 0,6% de peso en la descarga. La presión parcial de -este gas disuelto en agua de 250° - 260° era de 8 y 15 bar. A mayores profundidades, en la misma zona, las concentraciones de CO₂ llegan al 6% de peso y a temperaturas de 300° la presión parcial de bióxido de carbono superaría la presión del vapor de agua. -El principal efecto de las presiones de bióxido de -carbono es la depresión de las isotermas por debajo

del punto de ebullición normal para la relación de - profundidad.

La reducción de la presión en un sistema - de agua caliente rico en gas produce una fase de vapor rica en gas, y es probable que por encima de una profundidad determinada, existan siempre dos fases, agua y vapor más gas. Broadlands, por ejemplo, se caracteriza en la superficie por extensas emisiones de gas.

Sistemas de producción de vapor donde A_2 - es mayor a A_1 . Se encuentra en rocas compactas e incompetentes. Es posible que el sistema situado cerca de la superficie estuviera originalmente lleno de - agua, pero que más tarde la permeabilidad de entrada se limitará debido a deposiciones minerales. Un me--nor flujo de agua de entrada y un constante flujo de salida harían que bajase el nivel de agua y se formase una fase de vapor. Durante un largo periodo, y a medida que se descargaba el vapor, el nivel de agua seguiría bajando, dejando un depósito considerable - dominado por vapor. Los pozos de las rocas en esta - zona de vapor retendrían una parte de la fase liquida de la solución original y de la circulación hacia abajo del condensado que se forma en los niveles más cercanos a la superficie, y por tanto, más frescos.

La condensación de vapor a alta temperatura en los niveles más fríos o cercanos a la superficie tenderían asimismo a obstruir los canales de salida con un condensado y a reducir la permeabilidad por

la creación de minerales de arcilla producidos por alteración de la roca debido al condensado oxidado de ácido. En esta situación se establece un equilibrio dinámico, con una cámara de vapor en la roca húmeda debajo de una capa de roca que contiene condensado y constituye una capa de recubrimiento del sistema. Puede haber aguas superficiales calentadas por vapor en la zona inmediatamente debajo de la superficie y en la superficie misma. Las temperaturas en la zona de condensado A-B pueden estar cerca de la curva del punto de ebullición; dentro de la zona de vapor, las temperaturas son casi constantes, al menos en la parte central del campo; y en el agua a gran profundidad las temperaturas pueden aumentar más siguiendo una curva de punto de ebullición diferente hasta una temperatura máxima que se mantiene hasta profundidades muy grandes. Estas ideas siguen siendo en parte hipotéticas y aún no se han obtenido pruebas que confir-men la teoría.

Definiendo las presiones de gas, las temperaturas en la zona de vapor no perturbada reflejarían las temperaturas de la zona de aguas profundas, hasta un valor máximo impuesto por las características termodinámicas del vapor. El vapor saturado tiene una entalpía máxima a 236° (y una presión de unos 31 bar). A temperaturas más altas el vapor saturado, si se expansiona a entalpía constante, produce, por condensación, agua líquida hasta llegar a la condición de 236°, 31 bar. el vapor saturado sólo puede expansionar a entalpía constante para convertirse en un flujo de vapor seco a temperaturas por debajo de 236°.

Si la temperatura del depósito de agua a determinada profundidad era inicialmente superior a 236° , se ajustaría pronto a aproximadamente este valor a través del reflujo de agua líquida formada durante la expansión del vapor de alta temperatura. Por tanto, se esperaría que los depósitos de vapor tuvieran una temperatura de 230° - 240° o menos. Es significativo que ésta es aproximadamente la temperatura de los flujos de vapor en la zona de Lardarello, The Geyses y Matsukawa. Hay que anotar, sin embargo, que en alguna de estas zonas se han medido temperaturas más altas antes de la descarga).

Puede haber temperaturas más bajas cuando hay una alta concentración de gas en una parte de un depósito de vapor, puesto que una alta presión parcial de los gases requiere presiones más bajas de vapor saturado para permitir que hay un equilibrio de presión con el resto del sistema del depósito de vapor; por ej., si la fase de vapor contiene un 50% de bióxido de carbono, la temperatura del vapor sería de unos 200° .

Los pozos perforados en una zona de vapor de un depósito aumentan el flujo de salida por encima de su tasa normal y, a la vez, reducen las presiones. Los efectos son complejos. Se produce una evaporación de agua líquida contenida en los poros de las rocas - alrededor de la zona de toma del pozo. Parte del calor de evaporación se extrae de la roca y parte se obtiene por enfriamiento de las fases de vapor y agua. Si la roca es muy porosa y contiene mucho líquido, el pozo -

tendría una descarga húmeda, al menos durante cierto tiempo. Sin embargo en las zonas donde la porosidad y el contenido de agua de la roca son bajas, el sistema de vapor y agua en la roca pueden enfriarse por debajo de 236° durante la evaporación de la fase líquida. A continuación, el vapor puede sobrecalentarse por extracción del calor de la roca a medida que desciende por el gradiente de presión hacia el pozo. Por ejemplo, las descargas iniciales de vapor de Lardarello tenían una temperatura de $190-220^{\circ}$. Una zona creciente de roca seca envuelve el pozo y de esta forma se retiene una parte importante del almacenamiento de calor en el sistema.

Para una determinada temperatura de la roca y presión de producción, hay una porosidad máxima de la roca, debajo de la cual el pozo sólo debería producir vapor. Para un sistema con un equilibrio térmico a $250-260^{\circ}$; la porosidad máxima para las descargas secas es del orden de 8-10% para una presión de producción del pozo de aproximadamente 5 bar.

Después de una extensa producción de fluido de un depósito, puede haber una tendencia de que se extraiga vapor, al menos en parte, de la superficie de la zona de agua profunda, y de que el depósito de roca húmedo se seque y agote. Las temperaturas del vapor suben hasta valores de unos $230-240^{\circ}$, pero luego pueden descender nuevamente a medida que se reduzcan las temperaturas del agua profunda debido a la aceleración de la ebullición.

En el estado natural del campo de Broadlands, la secuencia de permeabilidad mantenía un sistema totalmente líquido, pero la salida adicional de los pozos hizo que se produjera una ebullición dentro de la roca, y se formara una interfase de agua y vapor al rededor de algunos pozos. Esto siguió hasta llegar a una fase de descarga de vapor seco de un pozo y proporciones muy elevadas de vapor-agua en otros. Sin embargo, las altas entalpías de descarga no se mantuvieron y disminuyeron con el tiempo hasta llegar a los valores iniciales o inferiores.

Existen muchas variaciones con respecto a estos modelos simplificados así como transiciones obvias de un tipo de sistema a otro. Frecuentemente hay sistemas de vapor superpuestos a sistemas más profundos de agua con cloruro. La profundidad de la parte de vapor de estos sistemas puede ser considerable y del orden de 500 m. o más, y los pozos perforados hasta estas profundidades en algunas zonas han producido descargas de vapor. Sondeos profundos en el volcán Hakve, Japón, han mostrado que es muy probable que estas características transitorias se produzcan en muchos sistemas

La formación artificial de una zona de vapor localizada en un sistema de vapor no es necesariamente una situación favorable para la continuidad de la producción del pozo. La naturaleza muy rápida de los cambios que se producen en el sistema de roca-agua-vapor pueden crear dificultades, tales como la deposición de minerales (cuarzo o calcita) debida a la intensa ebullición de las aguas.

3.- COMPOSICION DEL AGUA Y VAPOR DE LOS SISTEMAS GEOTERMICOS.

3.1. DEFINICION Y CLASIFICACION

3.1.1. Tipos genésicos del agua

En el presente estudio se utilizan determinados términos genéricos que se refieren a los diferentes tipos de agua. Sus definiciones son las siguientes:

Agua joven: "nueva" derivada de magma de roca primaria, y que no ha formado parte previamente de la hidrosfera.

Agua magmática: Agua derivada del magma, pero no necesariamente aguas jóvenes, puesto que el magma puede contener agua meteórica de circulación profunda o agua del material sedimentario.

Agua meteórica: Agua que ha estado recientemente en circulación atmosférica.

Agua congénita: Agua "fossil" que no ha estado en contacto con la atmósfera durante periodos largos desde el punto de vista geológico. El agua encerrada por las formaciones de rocas profundas. En las cuencas sedimentarias, las aguas congénitas tales como las salmueras de los campos petrolíferos pueden tener su origen en el agua del océano, pero están muy alteradas por procesos químicos y físicos.

Agua metamórfica: Una forma especial del agua congénita, derivada de minerales hidratados durante su recristalización a minerales menos hidratados durante los procesos metamórficos.

3.1.2. Clasificación y Definición

La mayoría de las aguas que se encuentran en las zonas geotérmicas de altas temperaturas pueden clasificarse, en cuanto a su composición química, en una serie de grupos que se indican a continuación. Esta clasificación puede aplicarse a aguas de alta temperatura de pozos y fuentes en zonas no volcánicas así como también volcánicas.

a) Aguas de cloruro alcalino

Las sales disueltas en estas aguas son principalmente cloruros de sodio y potasio, aunque es posible que las aguas más concentradas tengan cantidades apreciables de calcio. Las aguas contienen también altas concentraciones de sílice, y normalmente, de sulfato, bicarbonato, fluor, amoníaco, arsénico, litio, rubidio, cesio y ácido bórico. La relación cloruro / sulfato es normalmente alta y el pH varia desde ligeramente ácido a ligeramente alcalino (pH 5-9). Los principales gases disueltos son el bióxido de carbono y el sulfuro de hidrógeno. Estas aguas existen frecuentemente en zonas con fuentes de agua en ebullición y actividad

de geiseres, y se encuentran en muchas zonas geotérmicas en rocas volcánicas y sedimentarias.

b) Aguas de sulfato ácido:

Las aguas ácidas, con bajo contenido en cloruro, pueden formarse en zonas geotérmicas volcánicas cuando el vapor, a una temperatura debajo de 400° , condensa formando aguas de superficie. El sulfuro de hidrogeno del vapor se oxida a continuación formando sulfato. Las aguas de sulfato ácido se encuentran en zonas en las que sube vapor de aguas subterráneas de alta temperatura así como en zonas volcánicas, en las que en las fases de enfriamiento del volcanismo solo permanecen bióxido de carbono y gases de sulfuro en los vapores. Los elementos que existen en el agua se extraen principalmente de las rocas alrededor de los pozos de agua. Debido a su naturaleza generalmente superficial, su importancia geoquímica es menor en los trabajos de investigación.

c) Aguas de cloruro - sulfato ácido

Las aguas de fuentes calientes que contienen cloruro y sulfato en concentraciones parecidas se encuentran en muchas zonas. Estas aguas son normalmente acídicas (pH 2-5), y su origen puede ser diferente:

- 1.- por mezcla de las aguas de tipo A y B.
- 2.- el sulfuro en las aguas del tipo A puede oxidarse

darse a profundidad formando iones de bisulfato, quizás por medio de una asociación con lavas oxidadas. El agua puede tener un pH casi neutral en profundidad debido a la acción neutralizadora de las rocas alrededor. Sin embargo, y dado que la constante de disociación para iones de bisulfato aumenta considerablemente a medida que baja la temperatura, un agua con cantidad apreciable de bisulfato y un pH casi neutral, puede convertirse en agua ácida al subir a la superficie donde las temperaturas son menores.

- 3.- Este tipo de agua también puede formarse cuando las aguas de cloruro de alta temperatura entran en contacto, en profundidad con rocas que contienen azufre. La hidrólisis del azufre a sulfuro de hidrógeno y ácido sulfúrico producen una solución ácida.
- 4.- En zonas volcánicas activas, puede subir vapor a alta temperatura de la roca fundida a poca profundidad, que condensa en agua en o cerca de la superficie. Las aguas térmicas resultantes frecuentemente tienen un alto contenido de fluoruro, cloruro y concentraciones de sulfato derivadas del vapor volcánico. A medida que baja la temperatura del vapor, los gases de fluoruro, cloruro sulfato ácido pasan a ser aguas de cloruro-sulfato ácido, y luego a sulfato ácido. Muchos de los elementos de estas aguas ácidas

derivan de la lixiviación superficial de las rocas por ácidos sulfúrico y clorhídrico.

d) Aguas de bicarbonato

Pueden existir aguas calientes con escaso contenido de cloruro y elevado contenido de bicarbonato, así como concentraciones variables de sulfato, cerca de la superficie en zonas geotérmicas volcánicas - donde el vapor que contiene bióxido de carbono y sulfuro de hidrogeno se condensa en un acuífero. En condiciones de equilibrio, la reacción con las rocas produce soluciones de bicarbonato con pH neutral o de bicarbonato-sulfato. El sodio es muchas veces el catión principal en estas aguas, puesto que el carbonato cálcico no es muy soluble a altas temperaturas y el potasio y magnesio estan fijados en arcillas. A altas temperaturas, las concentraciones de sulfato se limitan por la solubilidad de Ca SO_4 . También puede haber aguas de bicarbonato de composición más compleja a niveles profundos de sistemas geotérmicos dentro de rocas metamórficas o sedimentarias.

3.2. ORIGEN Y EDAD DEL AGUA

Origen del agua

El origen del agua en una zona geotérmica y el hecho de que sea agua estática o forme parte de un sistema circulando a gran profundidad, son cuestiones

importantes al considerar el potencial de producción a largo plazo.

Afortunadamente, las aguas naturales tienen su propio sistema de identificación. Las principales especies moleculares estables que hay en las aguas naturales son el $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$, $H_2^{17}O$ y HDO. - En el agua del mar, las proporciones de estas especies son de 10^6 : 2000 : 420 : 316. Esta composición se denomina SMOW (agua natural Standard de océano). El agua atmosférica derivada del océano es empobrecida en ^{18}O y en denterio. La composición isotópica de la precipitación de la atmósfera depende de la fracción de agua que queda en la masa de aire de la que procede la lluvia o la nieve, siendo la primera precipitación la más rica en isótopos pesados. Según Craig, un estudio a escala mundias de muestras de agua dulce mostró que las reacciones isotópicas en las aguas meteóricas podrían expresarse por la ecuación $SD = 8 \quad ^{18}O = 10$. El porcentaje de empobrecimiento de los isótopos pesados en las precipitaciones en general puede correlacionarse con la latitud, altitud y distancia del mar. Las aguas superficiales afectadas por una evaporación extensa no equilibrada, como en el caso de cuencas del interior se salen de esta regla, pero a temperaturas normales del aire están ajustadas aproximadamente a la composición de la precipitación original ^{18}O Do por una línea que expresa la ecuación $D = 5 (\quad ^{18}O - \quad ^{18}O_o) = \quad D_o$). La inclinación de la línea es menor a altas temperaturas, tanto para la evaporación equilibrada como para la evaporación no equilibrada.

Las rocas igneas tienen valores ^{18}D del orden de + 6 a +12, y el agua que está en contacto con el magma tendrá una composición isotópica del oxígeno similar. Aunque el valor D del agua joven no se conoce, es probable que sea menor al valor del agua del mar por varias décimas de unidades por mil, puesto que ha habido una pérdida preferencial de gas de hidrógeno de la atmósfera al espacio; por ejemplo, un valor de $\text{D} = -55,3\%$. Se obtuvo para el agua del volcán Suntsey, Islandia. Los valores D del agua magmática cubren una gama más amplia que en el caso de las aguas jóvenes debido al reciclaje de rocas hidratadas de la corteza.

Craig (1963) dió datos isotópicos de varias zonas hidrotérmicas del mundo con agua de cloruro a altas temperaturas o flujos de vapor. El contenido de denterio de las aguas térmicas de la mayoría de las áreas es aproximadamente constante, e igual a las aguas meteóricas locales. Sin embargo, se produce normalmente un enriquecimiento de ^{18}O , alcance variable, en las aguas térmicas de las diferentes áreas, que oscila desde un efecto muy importante en la zona de Saltón Sea hasta un efecto pequeño en Wairakei. Si las aguas térmicas se formaron a niveles profundos de una mezcla de aguas meteóricas locales con aguas magmáticas de una composición hipotética, no se debería esperar una serie horizontal de puntos en zonas individuales sobre una gama amplia de valores D . El modelo general más sencillo es aquel que mantiene esencialmente que toda el agua caliente es agua meteórica la cual ha sido calentada y enriquecida en ^{18}O por medio de un intercambio de silicatos a aproximada

mente la temperatura del agua observada. La concentración de denterio es casi la misma, debido a que generalmente hay menos hidrógeno en las rocas. Sin embargo, se produce un pequeño intercambio de denterio - hidrógeno.

3.3. ORIGEN DE LAS SUSTANCIAS QUIMICAS EN LOS FLUIDOS GEOTERMICOS.

Generalidades

El problema del origen de las sustancias químicas disueltas en las aguas y vapores naturales calientes ha dado lugar a muchas controversias.

Muchas de las discusiones iniciales sobre la fuente de las sustancias disueltas en el agua eran mas intuitivas que basadas en evidencias cuantitativas. La presencia de litio, rubidio, cesio, boro, fluoruro, arsénico, bióxido de carbono y sulfuro de hidrogeno en las aguas de alta temperatura se consideraba normalmente como una evidencia de la presencia de aguas magmáticas. Existen procesos geológicos conocidos, como la formación de pegmatita y la evolución de gas volcánico, en las que existen concentraciones de al menos algunos de estos elementos. Sin embargo, la acumulación de datos experimentales sobre la reacción del agua caliente con rocas de diferentes tipos, así como un estudio de la composición isotópica de los elementos en las aguas térmicas, condujeron a un nue-

vo examen de este problema.

Como ya se indicó, las composiciones isotópicas de la mayoría de las aguas de alta temperatura sugieren que se derivan casi exclusivamente de aguas meteóricas locales que se han calentado y cargado con sustancias químicas. Los dos modelos más sencillos de este proceso son los siguientes: En el primer modelo tanto el calor como las sustancias químicas disueltas son el resultado de soluciones magmáticas que se introducen en aguas que circulan a gran profundidad. Esto incluye la posibilidad de que el agua puede difundirse a través del magma. Las reacciones posteriores en la salida del agua son principalmente procesos de deposición asociados con enfriamiento. El vapor y otras sustancias volátiles pueden desprenderse del agua geotérmica cuando está cerca de la superficie. En el segundo modelo, las aguas adquieren su naturaleza química principalmente por la interacción con las rocas en todas las fases del ciclo, pero preferentemente en la zona más caliente. En este modelo, la naturaleza química especial de las aguas térmicas se debe a su alta temperatura y las composiciones de las rocas. El calentamiento no está asociado forzosamente a una intrusión magmática y el modelo es válido para cualquier sistema caliente de roca y agua. Para temperaturas similares, las diferencias en la composición química de las aguas se deben principalmente a las diferentes composiciones de las rocas más que al origen del calor.

Estos mecanismos no son mutuamente exclusi

vos. En muchas zonas es más importante saber qué modelo predomina, y no cuál es el modelo.

Las sustancias disueltas en las aguas naturales pueden dividirse en 2 categorías. Los elementos normales que forman las rocas, como sílice, aluminio, sodio, potasio, calcio, magnesio, hierro y manganeso existen en abundancia.

Sus solubilidades están limitadas por el equilibrio especial entre los minerales y el agua que siempre favorece la retención de los elementos en sus fases minerales. Una segunda clase de elementos "solubles" incluye sustancias tales como cloruro, bromuro, ácido bórico, arsénico y cesio, que se dan preferentemente en la fase líquida del agua.

Un ejemplo del tipo de investigación que debe hacerse para entender el origen de los elementos en las diferentes zonas térmicas se describe para la zona volcánica de Tampo en Nueva Zelanda. Se dispone de información analítica sobre elementos menores que existen en las rocas volcánicas de este área, y elementos como cloro, fluor, boro y nitrógeno existan en concentraciones apreciables.

El volumen de roca necesario para suministrar los elementos es del mismo orden que el del magma necesario para suministrar el calor, incluso para elementos tales como litio, cesio y arsénico. Sin embargo, - estos elementos existen en las rocas volcánicas en todo el sistema, mientras que una fuente de calor magmá-

tica estaría más localizada. La disponibilidad y el paso del calor es un problema de igual importancia - al del origen de las sustancias químicas para la construcción de un modelo de los sistemas geotérmicos - volcánicos.

Reacciones de agua caliente y vapor

Los experimentos llevados a cabo por Ellis y Mahon comprobaron la disponibilidad de soluciones de agua caliente de diferentes elementos en las rocas volcánicas y sedimentarias en la zona de Tampo. Las composiciones parciales de las soluciones después de la reacción de rocas volcánicas con aguas - en igual proporción a diferentes temperaturas y presiones. Indican que por debajo de los 300°, las reacciones eran lentas bajo las condiciones estáticas de los experimentos, dos semanas, sólo se produjo una reacción parcial. Sin embargo, una elevada proporción (muchas veces el 50-80%) del cloruro y boro de las rocas fue disuelto, incluso antes de producirse una alteración hidrotérmica apreciable. En particular, los basaltos y las andesitas liberan fácilmente el cloruro y el boro. El fluoruro también se disuelve rápidamente de las rocas volcánicas, y muchas veces produce concentraciones muy elevadas en las soluciones que más adelante disminuyeron a niveles estables. También se encontró arsénico del orden de 1 ppm en soluciones de riolita.

Para los compuestos tales como cloruro y boro, donde parece que se produce una simple extracción de las superficies y fracturas de las rocas, la

concentración de los elementos en las soluciones podría ser proporcional a la relación roca/aqua. En las zonas hidrotérmicas naturales, una relación de roca/aqua de 10-20 es un valor realista, y concentraciones de cloruro del orden de varias milésimas partes por millón y concentraciones de boro del orden de 20-30 ppm pueden producirse fácilmente por la reacción del agua caliente con las rocas volcánicas locales. En la zona hidrotérmica de Nueva Zelanda, las rocas alteradas hidrotérmicamente son empobrecidas en cloruro y boro.

A temperaturas y en tiempos suficientes para producir la alteración hidrotérmica de las rocas, pero bastante por debajo de las temperaturas magmáticas, los elementos rubidio y cesio se liberaron en una solución, éste último en algunos casos casi cuantitativamente.

Chelischev mostró que la distribución de equilibrio del rubidio y del cesio entre la mica o el feldespatos y el agua era creciente al valor de la fase de solución, a medida que las temperaturas se bajaban de 600° a 250°. No se encontraron concentraciones apreciables de litio en los experimentos de Ellis y Mahon, pero es posible que las temperaturas más bajas favorezcan la concentración en solución. Sin embargo, los experimentos recientes hechos por Dickson a 300° utilizando la misma riolita pero en un recipiente rotativo en el que las partículas de roca se mantenían en suspensión, dieron soluciones con un contenido de 22 ppm de Li, 6,6 ppm de Rb, y 0,2 ppm de Cs al cabo de dos días. Los tiempos de reacción eran muchos más largos con es-

ta técnica.

Una importante alteración hidrotérmica de las rocas parece ser necesaria para crear concentraciones apreciables de litio, rubidio y cesio en las aguas, y las temperaturas moderadas (200-700° C) son más favorables que las temperaturas muy elevadas (500-600°C)

Los experimentos de rocas y agua producen concentraciones de sustancias disueltas tales como potasio, calcio, magnesio, sílice, fluoruro, sulfato y amoníaco a niveles que corresponden a los de aguas termales de alta temperatura y de salinidad parecida. Las concentraciones de estos elementos se controlan por el equilibrio entre mineral y solución, que depende de la temperatura.

En general los experimentos han mostrado que en las aguas geotérmicas de alta temperatura, el cloro, bromo, bario y cesio son de los pocos elementos que no intervienen en medida apreciable en el equilibrio químico, que depende de la temperatura y la presión, entre los minerales contenidos en las rocas y el agua a alta temperatura.

La interrelación que existe entre este grupo de elementos solubles puede usarse para identificar aguas específicas en un sistema geotérmico y para identificar el tipo de roca con el que el agua ha estado en contacto.

Evidencias de isotopos y gases inertes

El origen de los componentes gaseosos en las aguas calientes naturales puede conocerse a través de un examen en la relación entre las concentraciones de gas y las composiciones isotópicas de los elementos. Por ejemplo, el Me, ^{36}Ar y el Kr actúan como indicadores para gases atmosféricos y no se producen de las rocas en cantidades apreciables. Por otro lado, He, ^{136}Xe , ^{222}Rn , y ^{40}Ar se forman continuamente por la descomposición radiactiva de los elementos U, Th, y ^{40}K . Mientras que Xe, Kr y Ar tienen diferentes solubilidades en el agua, en función de las temperaturas ambientales, las solubilidades de Ne y He tienen poca dependencia de la temperatura.

La composición isotópica de los gases de carbono depende de su origen (por ej. de caliza marina, descomposición de materia orgánica en las rocas y el suelo, o bióxido de carbono atmosférico). De forma similar puede examinarse el origen de los componentes de azufre.

La relación media N_2/Ar en las muestras de vapor de Yellowstone y Lassen, que es de aproximadamente 50, era mayor de lo que resultaría de la desgasificación de una solución saturada de aire en agua formada a temperaturas ambientales. Sin embargo, en otros trabajos sobre la zona de Yellowstone, Gunter analizó los gases tanto en las fases de vapor como en las de agua de las fuentes, y el contenido total de -

nitrógeno y carbón correspondía a las proporciones que se esperarían para aguas meteóricas en circulación. - Hulston y Melabe correlacionaron el nitrógeno sobrante de las muestras de zonas de Nueva Zelanda con la concentración de nitrógeno en los gases, sugiriendo que al menos una parte de ambos puede tener su origen en la descomposición de materia orgánica. Una relación muy elevada de N_2/Ar , como ocurre en la zona de Lardarello, son una indicación de que una cantidad apreciable del nitrógeno (y probablemente del H_2 , CH_4 y NH_3) tiene su origen en las sustancias orgánicas en las rocas.

Schukolyakoo y Tolstikhim mostraron que en las fuentes caliente de Transbaikaliya la atmósfera era la única fuente del argón y del xenón presentes en los gases ricos en nitrógeno asociados con las aguas.

Mazor y Wasselbury sugieren que la composición isotópica del argón y las relaciones de concentración de los gases raros (a excepción del helio) en las muestras de Yellowstone y Lassen eran, como se esperaba, de una solución de aire en agua fría. Sin embargo, en comparación con la relación de Ar/He de aproximadamente 700, que sería la esperada para agua fría saturada de aire, la relación era de aproximadamente 60, indicando una contribución considerable del helio radiogénico. Las relaciones del argón/helio de los pozos de Wairakei y Lardarello eran aún más bajos (20 y 0,65). En los pozos de Yellowstone se comprobó la existencia de 40 Ar radiogénico en la fase de vapor.

La relación de helio radiogénico y argón ra--

diogénico ($^3\text{He} / ^{40}\text{Ar}$) en el vapor de Lardarello es de aproximadamente 10, y en la proporción que se espera de la descomposición radiactiva de rocas normales. Relaciones de magnitud similar se encontraron en Yellowstone Park. La proporción de argón radiogénico sobrante, ^{40}Ar , en el total del argón de la descarga de vapor de Lardarello disminuyó con el tiempo del 18% en 1951 al 14% en 1963, y este tipo de información puede ofrecer la posibilidad de poder calcular los volúmenes de los depósitos. En Monte Amiata Italia, no había argón radiogénico sobrante en la descarga de los pozos. Lo mismo ocurre en Wairakei, y se ha sugerido que la baja relación ($\text{Ar} / \text{H}_2\text{O}$) en la descarga total de los pozos es el resultado de una importante pérdida de gas del agua caliente en profundidad durante la historia del sistema.

Craig mostró que en las descargas de gas volcánico y en los fluidos geotérmicos de alta temperatura hay un exceso de ^3He por encima de la relación atmosférica normal $^3\text{He} / ^4\text{He}$ de aproximadamente $1,4 \times 10^{-6}$. Para los gases geotérmicos de Salton Sea y Lassen Park la relación $^3\text{He} / ^4\text{He}$ era de 3 a 11 veces la relación atmosférica. Polak y Gutsalo informaron de relaciones aún más altas en las zonas geotérmicas de Islandia, Kamchatka y las Islas Kuni. Es probable que el exceso de ^3He en los gases geotérmicos procede del manto a través del medio de los fluidos magmáticos. Sin embargo, debe también considerarse la posibilidad de la difusión independientemente hacia arriba del ^3He a través de roca sólida y la lixiviación de las rocas volcánicas.

La relación de isotopos para el carbono total en las descargas de los pozos de Wariakei oscila entre valores del $\delta^{13}\text{C}$ de $-3,5\text{‰}$ y $-4,4\text{‰}$, con respecto al PDB normal, y entre aproximadamente $0-7\text{‰}$ para la mayoría de las muestras de agua y vapor en las otras zonas geotérmicas de Nueva Zelanda. Croig informa de valores similares (-1 a -5‰) para los gases de los pozos calientes de Yellowstone Park, y en el caso del vapor de Lardarello, los valores del bioxido de carbono, de -2 a -6‰ son también de este orden. El bioxido de carbono en Lasser Park y Steamboat Springs tiene un valor $\delta^{13}\text{C}$ (de -8 a -9‰ , mientras que en los Geyses existen valores $\delta^{13}\text{C}$ relativamente bajos, de -11‰ . En comparación los valores $\delta^{13}\text{C}$ de la caliza marina oscila entre $+3$ y -3‰ , el CO_2 del océano y de la atmósfera es de aproximadamente -4‰ , mientras que el carbono orgánico es apreciablemente negativo, llegando a ser de -30‰ para maderas, esquistos y grafitos. (En un modelo de la corteza en estado estable, el carbono joven tendría un valor $\delta^{13}\text{C}$ (de aprox. -8 a -11‰).

En los gases de las zonas hidrotérmicas, el metano tiene un valor de $\delta^{13}\text{C}$ más negativo que para el bioxido de carbono, y frecuentemente es del orden de 15 a -30‰ .

Es posible correlacionar la composición total de isotopos de carbono de los gases en los fluidos geotérmicos de fuentes mixtas, de carbonato, de carbono orgánico en las rocas que están en contacto con las aguas calientes, pero, en base a la evidencia de que la que se dispone

actualmente, no se puede excluir una adición de carbono joven a los sistemas. El bioxido de carbono atmosférico en el agua fría de recarga tiene una concentración demasiado baja como para afectar las relaciones de isotopos.

Sternier y Rafter han sugerido que el estrecho margen de los valores ^{34}S para el sulfuro en los fluidos y para los minerales de sulfuro de hierro en las zonas geotérmicas de Nueva Zelanda (+3 a +5,4 ‰ con respecto al azufre meteorítico) indican que el azufre procede de un magma de la corteza superior.

También se ha obtenido evidencia del origen de otros elementos en aguas geotérmicas por medio de una comparación de su relación isotópica con la de las rocas que existen en cada zona. Para citar un ejemplo, las composiciones isotópicas en las salmueras geotérmicas de Salton Sea mostraron que gran parte del plomo y del estroncio era derivado de la lixiviación de los sedimentos en el acuífero y no de las rocas volcánicas del lugar.

3.4. ALTERACION HIDROTERMICA

Dentro de las zonas geotérmicas de alta temperatura, la reacción de las rocas originales con agua caliente o vapor resulta en una compleja serie de reacciones de desvitrificación, recristalización, solución y deposición, que se denominan alteración hidrotérmica de la roca.

El orden de susceptibilidad decreciente de los minerales que forman las rocas a la alteración hidrotérmica suele ser el siguiente: vidrio volcánico, magnetita, hipersteno, hornoblanda, biotita = plagioclasa. El cuarzo llega a un equilibrio de saturación con las soluciones calientes, pero es frecuente que los cristales primarios permanezcan en las rocas alteradas.

Los productos finales de la alteración hidrotérmica dependen de muchos factores, siendo los más importantes la temperatura y la presión de alteración, las composiciones del agua, las composiciones de las rocas originales, el tiempo de reacción, la velocidad del flujo de agua o de vapor, la permeabilidad de las rocas, y si la permeabilidad es del tipo fisura o porosidad general. Las concentraciones de bioxido de carbono y sulfuro de hidrógeno de las aguas ejercen un control importante sobre el tipo de mineralogía secundaria.

En la mayoría de las zonas geotérmicas, la alteración hidrotérmica de las rocas muestra una distribución de zonas a medida que aumenta la temperatura, la profundidad, la porosidad, y los cambios en las condiciones químicas. Normalmente hay una zona superficial de alteración arcillifera, donde se han formado aguas acídicas por la oxidación del sulfuro de hidrógeno a ácido sulfúrico. En esta alteración superficial se encuentran frecuentemente caolín, alunita, azufre y yeso. En algunos campos, la alteración arcillifera persiste hasta niveles más profundos.

El tipo de alteración a niveles profundos en las zonas de agua a alta temperatura son normalmente - asociaciones de minerales de silicato de potasio o propiliticos en la clasificación de Meyer y Hemley. En zonas menos profundas y más frías, las zeolitas y arcillas son también frecuentes productos de alteración.

En las áreas de rocas volcánicas el proceso de alteración hidrotérmica es, en general, de hidratación, carbonación, y formación de sulfuros. En las - áreas de rocas sedimentarias, sin embargo, la alteración a mayores temperaturas puede incluso llevar a la pérdida de agua y de bióxido de carbono de la roca.

Si las condiciones químicas y la temperatura son estables, podría esperarse que el sistema de - roca y agua se ajustase a un nuevo conjunto de composiciones de equilibrio y minerales. Sin tener en cuenta por el momento el hierro y el azufre, encontramos que el sistema de roca y agua tiene, generalmente, los siguientes componentes principales: Na_2O , K_2O , Ca O , Al_2O_3 , Si O_2 , H_2O y CO_2 . A temperatura y presión constantes, es posible que al menos 7 fases minerales coexistan con el agua en las rocas alteradas en un estado - de equilibrio. Por ejemplo, en el campo geotérmico de Salton Sea, el conjunto mineral profundo a 300° , de - cuarzo, epidote, cloruro, feldespato-K, albita, mica K y calcita fue formado por la recristalización de cuarzo detrítico, feldespato, arcillas y carbonatos en los sedimentos originales.

Una consideración teórica de la cinética de las reacciones entre aguas calientes y rocas en los sistemas hidrotérmicos fue dada por Helgeson (1970), mientras que Helgeson y otros (1969) hicieron una consideración más detallada de las reacciones irreversibles en los procesos hidrotérmicos, incluyendo la predicción de transmisión de masas.

De los conocimientos obtenidos en experimentos sobre el tiempo de reacción de silicatos puede esperarse que en zonas de movimiento lento de aguas a temperaturas por encima de 200°, es probable que se forme un conjunto mineral de alteración en equilibrio. Sin embargo, en otros casos es posible que no se llegue a una situación de equilibrio entre roca y agua por razones como la baja permeabilidad de las rocas, el flujo rápido de vapor o agua, la ebullición del agua a profundidades determinadas o la condensación del vapor en una fase de agua. La permeabilidad es un factor importante, puesto que muchos cambios mineralógicos no son isoquímicos, y aunque existe cierta cantidad de agua en los pozos, las rocas deben estar abiertas para la adición y retirada de componentes. El agua puede imponer una nueva composición sobre la roca si existe un gradiente de temperatura o de composición a lo largo de la dirección del flujo del agua.

En los campos geotérmicos de Nueva Zelanda se vió que las rocas densas impermeables, como la riolita y la ignimbrita, o los sedimentos de grano fino cambiaron muy poco por las soluciones de pH casi neutral incluso a altas temperaturas. Sin embargo, las brechas o piedra

pomez de composición similar se cambiaron formando un conjunto mineral en equilibrio.

Para el sistema de Salton Sea, Clayton y otros mostraron que había un extenso intercambio de isotopos de oxígeno entre las aguas calientes y la roca, estando los carbonatos en equilibrio isotópico con las aguas a temperaturas hasta 100°; y la mayoría de los silicatos de grano fino en el medio permeable estaban casi en equilibrio con el agua a una temperatura de más de 150°. Clayton y Steiner comprobaron que en el sistema de Wairakei había un equilibrio isotópico de oxígeno entre el agua o el cuarzo y la calcita crecidas hidrotermicamente a las temperaturas más altas (250°C). En Boadlands había un equilibrio similar para cuarzo, calcita y adularia crecidas en las fisuras a temperaturas entre 250° - 290°; y también para cuarzo e ilita secundarios a temperaturas entre 160° y 270°. En todos los campos había poca tendencia del cuarzo primario a intercambiar oxígeno con el agua incluso a los 340° del sistema de Salton Sea.

Química del Agua y alteración hidrotérmica

Los procesos químicos de la alteración hidrotérmica se conocen cualitativamente desde hace mucho tiempo; por ejemplo, del estudio de testigos de Yellowstone Park. Feuner observó que había una pérdida de potasio de las aguas para formar feldespatos K en las rocas. Sin embargo, solo en la última década se han recopilado datos suficientes de análisis hidrotérmicos y

de análisis de composiciones del agua de los niveles profundos de las zonas geotérmicas, para hacer posible el estudio cuantitativo de los procesos de alteración. Se sabe ahora que las soluciones hidrotérmicas a altas temperaturas situadas a niveles profundos están saturadas de sílice en equilibrio con cuarzo. La dependencia de la temperatura de la relación Na/K en las soluciones en equilibrio con feldespatos de sodio y de potasio se ha determinado en base a mediciones hechas en laboratorio y en campo.

Helgeson ha demostrado que en general el paso que controla la velocidad en la reacción de aluminosilicatos con agua, eran el traspaso de masa difusional a través de capas de productos de reacción intermedia sobre la superficie mineral reactiva. El curso de reacción, transferencia de masas y equilibrio de fase mineral se estableció en base a la teoría cinética y los datos termodinámicos. Este trabajo junto con un estudio anterior sobre los equilibrios entre mineral y solución, han contribuido de manera importante a conocer las reacciones de alteración de que se producen en los sistemas geotérmicos.

A continuación se dan una serie de ejemplos de las correlaciones semicuantitativas entre la química de las aguas calientes y la presencia de minerales de alteración a distintos niveles de los sistemas hidrotérmicos. Estos ejemplos ayudan a comprender el movimiento del agua y del vapor y sus interacciones en las rocas, conocimientos que son necesarios para poder tomar decisiones de ingeniería oportunas, como por

ejemplo , a que nivel colocar la tubería de entubación en un pozo geotérmico para conseguir la máxima producción. Los conceptos que se basan en el equilibrio que se describen a continuación sólo pueden usarse con suficiente confianza a temperaturas por encima de los 175° puesto que a temperaturas inferiores los equilibrios no se calibran bien en los experimentos de laboratorio, ni es cierto que se establezca, de hecho, un equilibrio.

El trabajo experimental llevado a cabo por Hamley en establecer las condiciones de equilibrio entre mineral y solución en el sistema $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, así como los estudios de Hemley y Jones sobre el sistema de sodio equivalente, son de importancia primordial en esta discusión. Helgeson hizo un análisis detallado del equilibrio entre mineral y solución en el sistema hidrotérmico de Salton Sea utilizando los resultados de Hemley junto a la información mineralógica y termodinámica, y los análisis químicos de las aguas. Estableció una serie de diagramas de fase expresando las estabilidades de mineral en términos de concentraciones de iones en solución.

En la presencia de cuarzo, y suponiendo que el aluminio es inmóvil, la formación de aluminosilicatos de sodio, potasio, calcio, magnesio, etc. depende de la actividad de los diferentes óxidos metálicos en el sistema roca-agua. A cada temperatura se puede suponer que la actividad del agua es constante.

Las constantes de equilibrio para estas trans

formaciones a cada temperatura y presión corresponden a determinadas relaciones de $a_K + /a_H^+$. Hemley y Jones establecieron valores para varios límites de equilibrio mineral en estos términos sobre una gama de temperatura a una presión de 1000 bar. Usdowski y Barnes informaron sobre otros resultados para el equilibrio feldespató K - mica -K. 17 temperaturas por debajo de los 300°, el efecto de la presión sobre los límites del equilibrio pueden calcularse a partir de los volúmenes molares parciales de los iones y los volúmenes molares de los minerales que intervienen en el equilibrio.

Pueden construirse diagramas de fase para los aluminosilicatos para combinaciones diferentes de cationes de alcalí y Helgeson presentó una serie de 6 diagramas de equilibrio para 300° para combinaciones de sodio, potasio, calcio y magnesio. Empleando los mismos principios, se elaboraron diagramas de fase para la zona de Broadlands por Browne y Ellis. Helgeson y, posteriormente, Kharaka y Barnes resumieron una amplia gama de datos geotérmicos sobre las reacciones de minerales y soluciones.

Tendencias en la alteración hidrotérmica

Los diagramas de fases minerales pueden utilizarse para interpretar diferentes tendencias en la alteración hidrotérmica.

La ebullición de gases se producen en zonas geotérmicas de alta temperatura cuando las aguas suben a un nivel en que la presión del vapor y del agua son

iguales a la presión hidrostática que existe alrededor. Con la pérdida de vapor, bioxido de carbono, sulfuro de hidrogeno y otros gases, el agua se enfría y su pH aumenta. En este momento deja de estar en equilibrio con el conjunto mineral con el que estuvo en contacto. Los efectos que se producen en las rocas por la subida del agua en ebullición dependen de si el agua sube lentamente a través de rocas de porosidad homogénea o si sube a través de canales. En general, habrá una tendencia del agua a imponer una nueva composición de la roca a niveles por encima del punto de la primera ebullición.

El lento flujo del agua hacia arriba a través de la roca homogénea se considera primero. Existe poca información cuantitativa sobre como cambian los límites de la fase mineral con la temperatura.

Los estudios teóricos efectuados no tienen en cuenta la acción amortiguadora de la roca con respecto a los cambios. La medida en la que el cambio de mineralogía de la roca sigue la tendencia normal, está controlada por una serie de factores tales como la relación roca/agua, la edad del sistema, y la reactividad de los diferentes minerales.

Si el agua en ebullición sube a través de una simple fisura, la mineralogía secundaria en la fisura es denominada por los primeros minerales formados por el ajuste de la composición del agua a la composición para un conjunto en equilibrio a menor temperatura y mayor pH. Los efectos de amortiguación de la roca

son mínimos, y los minerales formados incluyen feldespato K, calcita y cuarzo. La formación de wairakita - (o cloruro) en la fisura al nivel de la primera ebullición, seguida de epiclote (o cloruro) a niveles más altos, también sería consistente con los diagramas de fase.

En el caso de un agua calentada por la condensación de vapor rico en bioxido de carbono, los diagramas de fases muestran que las condiciones de menor presión impuestas producen una tendencia hacia conjuntos minerales tales como albita, mica K, Wairakita, mica K, Wairakita.

Los diagramas de fase también sugieren que ciertas apreciaciones minerales no son posibles a 260° - si se llega al equilibrio químico. Por ejemplo, Ca - montmosilonita + feldespato K, epidote + mica K, y epidote + Ca - montmosilonita deberían ser parejas de minerales incompatibles en equilibrio.

Las diferencias entre la alteración hidrotérmica de Wairakei y Broadlands fueron analizados por Browne y Ellis. Staine mostró que el conjunto mineral de alteración en profundidad en la zona occidental de Wairakei a las temperaturas más altas es normalmente la albita, feldespato K, mica K, epidote, cuarzo y wairakita. La coexistencia de mica K y epidote es contraria a las exigencias de equilibrio, pero no existe una gran separación de las composiciones de agua a lo largo del límite de feldespato para la estabilidad de cada fase. La calcita es un mineral muy común en Broadlands pero mucho menos común en Wairakei, mientras lo contrario ocurre con

la wairakita y epidote. Esto es como espera de la posición de las composiciones de agua profunda con respecto a las de la estabilidad de wairakita, epidote y calcita.

El punto de composición Wairakei (0,01 m CO₂) está cerca del punto de la wairakita, epidote, y feldespato K, y bastante por debajo de la línea de solubilidad de la calcita. Para la primera separación de vapor la subida del pH lleva al agua a la línea de estabilidad de epidote-feldespato K, y se requiere una considerable separación de vapor antes de que el punto de composición alcance la línea de calcita.

Broadlands tiene un punto de composición del agua profunda cercano al equilibrio con mica K, feldespato K, y wairakita, así como con calcita. Con la separación de vapor precipitaría la calcita, y aunque el punto de composición del agua seguiría el límite de wairakita + feldespato K es poco probable que la wairakita cristalizaría mientras se está formando la calcita.

Para una determinada temperatura existe en un agua una determinada concentración de bioxido de carbono por encima de la cual es probable que la calcita precipite como fase mineral de calcio con la primera separación de vapor en profundidad, y por debajo de la cual es más probable la formación o estabilidad continuada de una fase de silicato calcico. A 260° esta concentración de bioxido de carbono parece ser aproximadamente el valor de Broadlands (0,15 m)

es poco probable que las fases de silicato calcico formen núcleos en la superficie de las tuberías de perforación , pero se puede formar calcita. Estas consideraciones permiten saber ya al principio de su desarrollo, si un campo geotérmico dará o no - problemas por precipitación de calcitas en las tuberías en la primera ebullición del agua. Hubo deposición de calcita en los pozos de Broadlands pero por el contrario no es importante en el caso de Wairakei.

Los diagramas de fase indicaron que la formación de caolinita se limitaría a condiciones de un pH deñ agu excepcionalmente bajo.

En una serie de experimentos de laboratorio, Hemley y otros establecieron las relaciones de estabilidad de kaolinita, alunita y moscovita en términos de concentraciones de ácido sulfurico y sulfato de potasio. Se puede ver que con mayores - temperaturas para una determinada concentración de potasio, se necesitan mayores concentraciones de acido sulfurico para la estabilidad de la alunita, mientras que a 100° es probable que solo se necesitaran concentraciones de 10^{-3} ó 10^{-4} m para aguas geotérmicas diluidas. También la acidez necesaria para la formación de caolinita, en preferencia a la moscovita, es menor a temperaturas más bajas. Estos hechos concuerdan con las formaciones normales de caolinita y alunita como productos de alteración de rocas en la superficie donde se ha producido una oxidación

de sulfuros, pero a altas temperaturas es raro que esto ocurra y sólo en la asociación con aguas de sulfato extraordinariamente acídicos como las de Matsukawa, Japón o Matsao, Taiwan.

Resumen

Muchos de los equilibrios entre mineral y solución relacionados con la alteración hidrotérmica controlan las concentraciones de las sustancias disueltas en las aguas geotérmicas profundas de alta temperatura. Las concentraciones de sílice corresponden a la solubilidad del cuarzo. El equilibrio del intercambio de iones de aluminosilicatos que depende de la temperatura controle la relación de los iones de sodio y potasio en solución, así como la relación de los iones de sodio y rubidio. A título general, el pH del agua es controlado por la salinidad de las aguas y los equilibrios de los aluminosilicatos que se refieren a los iones hidrógeno y alcali metal. La concentración de los iones de calcio y los iones de bicarbonato está relacionada con este pH y la concentración del dióxido de carbono presente en el agua por las relaciones entre los productos de solubilidad y las constantes de ionización. Las concentraciones de iones de fluoruros e iones de sulfatos en relación al calcio están limitadas, a su vez, por la solubilidad de la fluorita y de la anhidrita, respectivamente.

Las composiciones de las aguas geotérmicas de alta temperatura no son accidentales, ni mucho menos la temperatura, la presión y la composición y permeabilidad de las rocas ejercen un control importante en las concentraciones y relaciones de iones. La química de las aguas de superficie facilitan , por tanto, información importante sobre los sistemas hidrotérmicos que existen en profundidad.

4. EJEMPLOS DE CAMPOS GEOTERMICOS DE ESPECIAL INTERES

Se incluyen, como corolario a las teorías expuestas, dos ejemplos de campos geotérmicos de especial interés geológico-estructural. Son estos los de Otake y Mexicalli:

4.1. CAMPO GEOTERMICO DE OTAKE

El campo geotérmico de Otake está situado 6 Km al noroeste de Mount Kujyn-Zan y a media distancia entre Mount Aso Caldera y Beppr. Está situado a 900-1100 m. encima del nivel del mar y lo atraviesa el río Kusu. Los estudios geofísicos indican que la extensión de la zona es de al menos 1 Km. de este a oeste, y de 3-4 de norte a sur. La actividad natural en Otake consiste de fuentes calientes y fumarolas, mientras que al sur de Hatcha baru existen fumarolas de vapor. La salida total de calor natural de las zonas de Otake-Hatchobaru-Komatsu era de aproximadamente 600 Kcal/seg.

La estructura regional tiene forma de caldera y en la falla más importante en dirección noroeste a través de la zona que corta la ladera de la caldera, se encuentran varias fuentes y fumarolas. Gran parte de la actividad natural está estrechamente relacionada con muchas fallas en dirección de noroeste a suroeste.

La zona es de volcanismo andesítico y la actividad del Cuaternario se divide en el complejo Kujju del Pleistoceno medio, con muchos volcanes de domos de lava, de andesitas y ornablanda viscosas, y el complejo de Hohi del Pleistoceno bajo, de unos 1.000 m. de espesor de andesitas pirixénicas, lava y brechas de toba. Debajo del complejo de Hohi se encuentra el grupo de sedimentos Kusu del Mioceno, alternando tobas, piedra caliza y esquistos arcillosos, que se consideran como un acuífero permeable profundo. Sin embargo, las brechas de toba en la formación central del complejo de Hohi constituyen la fuente principal de los pozos de producción que suministran la central térmica. La producción es buena a profundidades entre 200 y 400 m., en la parte alta de las brechas de toba permeables, - y a través de fisuras y grietas en la lava andesítica compacta sobrepuesta, que forma una roca de recubrimiento. Los pozos producen vapor y agua, y el agua tiene un pH neutral y una salinidad moderada.

Las temperaturas máximas encontradas por sondeos aumentaron de norte a sur. En la zona productiva al norte de Otake las temperaturas máximas del agua en los pozos oscilaban entre 215 y 250°. Tres kilómetros al sur de Hatchobaru, se encontró en los pozos agua de temperatura de hasta 250°.

Las rocas fuertemente alteradas hidrotérmicamente están asociadas a fallas, fisuras y juntas, que se consideran como principales vías de pa-

so de los flúidos hidrotérmicos.

La alteración hidrotérmica de las andesitas tiene diferentes zonas a medida que aumenta la profundidad. En la superficie hay zonas de caolin y alunita donde hubo soluciones hidrotérmicas ácidas. En la zona Sur del campo, por Kumatsu - Hatchobaru persiste la alteración ácida, con caolin y pirofilita hasta profundidades considerables de 600 - 700 m., indicando condiciones ácidas. De acuerdo con este hecho, el pozo H-2 en Hatchobaru produce agua ácida de cloruro de sulfato. En la zona norte del campo de Otake se encuentra, debajo de la zona ácida, una serie de alteraciones de Montmosilenita - calcita - yesos - cuarzo - mica, y a niveles aún más profundos hay una zona de zeolita, que refleja condiciones de pH netural. Los materiales que componen esta última zona son wuairakita, laumontita, montmosilonita, serícita, calcita, cuarzo y pirita y que se ha formado probablemente de brechas de toba altamente porosas. Se reconoce en todos los pozos de producción de la zona norte del campo de Otake. A niveles profundos en andesita compacta los minerales de alteración incluyen cloruro, calcita, cuarzo, mica, epidote y pirita.

4.2. CAMPO GEOTERMICO DE MEXICALLI

La zona de Cerro Prieto cerca de Mexicali fue descrita por Alonso, así como por Banwell y Gómez

Valle. Está situada en la extensión tierra adentro de la zona del plano de fracturación del Golfo de California, que también continúa hacia el Norte al Valle Imperial.

Dentro del Valle de Mexicalli existe un depósito de gran espesor de sedimentos deltaicos con horizontes sucesivos de arenas, lodo y arcillas. Hacia el Oeste, esta secuencia tipo sandwich termina un afloramiento del basamento granítico de Sierra Cucapa, mientras que los sedimentos se extienden hacia el Este hasta el río Colorado. El volcán de Cierro Prieto, situado en la zona consiste de basalto y material piroclástico, con actividad de fumarolas hacia el suroeste. La estructura de la región es la de una fosa tectónica que sube en una serie de bloques escalonados hacia Sierra Cucapa en el Oeste y hacia el Este de Cierro Prieto desciende bruscamente.

Las rocas cristalinas del basamento están desplazadas hacia abajo en unos 3.000 m. El basamento está cortado por una serie de fallas, del noroeste al sureste, que hacen de canales de subida para el agua a altas temperaturas.

El sistema geotérmico está recubierto por aproximadamente 700 m. de arcilla plástica que actúa como barrera forzando los fluidos calientes al desplazarse horizontalmente desde las zonas fracturas de subida. El agua caliente fluye principalmente hacia el oeste debido a la estratificación plana y a la buena permeabilidad de la arenisca.

Hacia el Este los estratos de sedimentos es tan más compactados, y la menor permeabilidad se atribuye a la precipitación de calcita y sílice en una zona de interacción entre los fluidos calientes y un frente de agua fría. Este tipo de autosellado puede ser normal en sistemas geotérmicos de alta temperatura.

La entrada de agua más fría a profundidades entre 1000 y 2000 m. hace que las temperaturas sean más bajas a niveles más profundos en los pozos y en los bordes este y oeste de campo.

Existe una interpretación de los flujos de agua y la temperatura en la parte central del campo de producción. Las diferencias de temperatura se han comprobado en términos de la relación Na/K en las aguas calientes que muestra una relación inversa a la temperatura. Las temperaturas más altas en la zona central de flujo ascendente son de aproximadamente 375°, mientras que la temperatura desciende rápidamente hacia el noroeste a 150°, y menos rápido hacia el suroeste, donde las aguas de alta temperatura atraviesan una capa de arenisca.

Debido a la permeabilidad excepcionalmente alta de la zona, los pozos tienen un caudal considerable. Las aguas son altamente salinas (15.000-17.000 ppm, de materias sólidas), pero es menor que las concentraciones de las aguas del campo de Salton Sea en el Valle Imperial al Norte de la zona anterior. Las altas salinidades pueden ser consecuencia de las secuencias de evaposito en los sedimentos que llenan la estructura de la fo

sa tectónica. El agua fuente para el sistema geotérmico se cree está al noroeste en dirección del río Colorado.

