



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN ENERGÍA

**EVALUACIÓN GEOLÓGICA Y MODELACIÓN
GEOQUÍMICA DE DATOS HIDROGEOQUÍMICOS DE
FLUIDOS HIDROTERMALES PARA EL ÓPTIMO
FUNCIONAMIENTO DE HERRAMIENTAS
GEOTERMOMÉTRICAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN INGENIERÍA

ENERGÍA- GEOTERMIA

P R E S E N T A:

ROSARIO VÁZQUEZ MORALES

T U T O R:

DR. IGNACIO SALVADOR TORRES ALVARADO

Temixco, Mor. 2010.





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO

- Presidente:** DR. EDGAR ROLANDO SANTOYO GUTIÉRREZ
- Secretario:** DR. IGNACIO SALVADOR TORRES ALVARADO
- Vocal:** DRA. ROSA MARÍA BARRAGÁN REYES
- 1er. Suplente:** DR. PANDARINATH KAILASA
- 2do. Suplente:** DR. JORGE ALBERTO ANDAVERDE ARREDONDO

Lugar en donde se realizó la tesis:

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN ENERGÍA

T U T O R D E T E S I S :

DR. TORRES ALVARADO IGNACIO S.

DEDICATORIAS

A mi familia y muy especialmente a mi novio David, que sin su ayuda, paciencia y apoyo incondicional no hubiere podido terminar este proyecto. . .

AGRADECIMIENTOS

A Dios por brindarme la fortaleza para llevar a término este proyecto de vida. A mi familia por apoyarme siempre y por enseñarme que puedo lograr todo lo que me proponga con la ayuda de Dios.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Centro de Investigación en Energía por permitirme continuar con mi formación profesional, así como por el apoyo académico recibido en sus instalaciones.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca económica otorgada durante la realización de este trabajo de tesis.

A mi asesor, el Dr. Ignacio S. Torres Alvarado, por dirigir este proyecto y especialmente gracias por su paciencia y dedicación en la revisión, escritura y culminación de esta tesis.

Agradezco también a los miembros del jurado por sus valiosas observaciones y comentarios en la evaluación y mejora del presente trabajo. De forma especial, deseo agradecer la participación y apoyo de la Dra. Rosa María Barraquán Reyes.

Al Dr. Jorge A. Andaverde Arredondo por su amistad y valiosa colaboración en la formación académica y desarrollo de este trabajo.

A mis profesores: Dr. Edgar R. Santoyo Gutiérrez, Dr. Pandarinath Kailasa, Dr. Sergio A. Gamboa Sánchez, Dra. Ma. del Rocío Nava Lara y Dr. Isaac Pilatowsky Figueroa por compartir sus valiosos conocimientos y experiencias científicas en el aula de clases.

A la M. C. Mirna por sus observaciones y sugerencias durante la elaboración de esta tesis.

A la Dra. Lorena Díaz González por su colaboración y ayuda, así como por permitir que parte de su trabajo de tesis, se convirtiera en una parte fundamental de este proyecto.

A mis compañeros y amigos del posgrado: Mario, Enue, Dulce, Rodolfo, Ricardo, Edgar, Hiram, Lupita, Mauricio, Sergio, Rodrigo, Mauricio Alberto Martín, Laura, Raúl, Rosalinda, José y tantos otros que me han brindado su amistad y que han dejado una huella en mi vida. Muy especialmente quiero agradecer a Daniel Pérez Zárate por todo su apoyo y su valiosa amistad, así como también a Teresa Ruiz Sánchez por su apoyo y por ser una gran amiga, confidente, asesora académica y sobretodo, por compartir sus experiencias profesionales y de vida conmigo, gracias Tere.

Al personal administrativo del CIE por su atenta disposición y arduo trabajo en la realización de los trámites del posgrado, especialmente a Cristina Brito y a Lourdes Araujo.

Al Dr. Alfonso García Gutiérrez y a los investigadores de la Gerencia de Geotermia del Instituto de Investigaciones Eléctricas, que gracias al trabajo que realicé con ellos y a la experiencia adquirida en él, sirvieron de incentivo para continuar mis estudios y realizar esta maestría.

A mis amigos de licenciatura del Tecnológico de Ciudad Madero, Abraham, Aurora, Gloria, Edgar, Maritza, Genaro y muchos otros, que a pesar de estar comunicados sólo por Internet, sus palabras de aliento y apoyo siempre me ayudaban en los momentos difíciles y de duda.

A la familia Pascacio Maldonado, quienes desde que llegué aquí me han hecho sentir como en casa y me han convertido en un integrante más de su familia. Muchas gracias por su apoyo y por la amena convivencia.

Para finalizar, quiero agradecer profundamente a la persona que me inspiró cada día a seguir adelante, que nunca permitió que me rindiera y que con su amor y paciencia he logrado culminar esta importante etapa de mi vida. Gracias David por estar conmigo siempre...Te amo.

CONTENIDO

| | | |
|--------------|--|----|
| Capítulo I | Introducción | |
| 1.1 | Introducción | 1 |
| 1.2 | Planteamiento del problema y justificación | 2 |
| 1.3 | Trabajos previos | 4 |
| 1.4 | Objetivos del proyecto de investigación | 6 |
| | Objetivo general | 6 |
| | Objetivos específicos | 6 |
| 1.5 | Estructura de la tesis | 6 |
| Capítulo II | Generalidades de la Energía Geotérmica | |
| 2.1 | Introducción | 8 |
| 2.2 | Sistemas Geotérmicos | 8 |
| | Definición y clasificación de los sistemas geotérmicos | 10 |
| 2.3 | La geotermia en el mundo | 13 |
| | Antecedentes | 13 |
| | Usos directos de la energía geotérmica | 15 |
| | Localización y características de los principales campos geotérmicos del mundo | 16 |
| 2.4 | La geotermia en México | 19 |
| Capítulo III | Geotermometría Química | |
| 3.1 | Introducción | 23 |
| 3.2 | Clasificación de los geotermómetros | 24 |
| | 3.2.1 Geotermómetros químicos | 25 |
| | Geotermómetros de solutos | 25 |
| | Geotermómetros de gases | 26 |
| | 3.2.2 Geotermómetros isotópicos | 27 |
| 3.3 | Principios geoquímicos y termodinámicos del geotermómetro de Na/K | 27 |
| | Antecedentes | 27 |
| Capítulo IV | Procesos de Interacción Agua-Roca en Sistemas Geotérmicos | |
| 4.1 | Introducción | 30 |
| 4.2 | Alteración hidrotermal en sistemas geotérmicos | 31 |
| | Procesos de disolución, oxidación, hidrólisis e hidratación química | 31 |
| 4.3 | Relaciones mineralógicas | 33 |
| | La relación Albita-Feldspato | 34 |
| 4.4 | Procesos de mezcla de fluidos | 36 |
| Capítulo V | Evaluación Geológica-Geoquímica de Datos Hidrogeoquímicos | |
| 5.1 | Introducción | 37 |
| 5.2 | Análisis y clasificación geológica | 40 |

| | |
|--|-----|
| Características del factor temperatura de los datos <i>OUTLIERS</i> | 45 |
| 5.3 Descripción geológica de los campos geotérmicos clasificados como <i>OUTLIERS</i> | 47 |
| 5.3.1 Campos volcánicos | 47 |
| 5.3.2 Campos sedimentarios | 51 |
| 5.3.3 Campos metamórficos | 53 |
| 5.4 Relaciones mineralógicas y geoquímicas | 54 |
| 5.5 Valoración hidrogeoquímica y geológica de los sistemas geotérmicos | 61 |
| | |
| Capítulo VI Modelado Geoquímico | |
| 6.1 Introducción | 63 |
| 6.2 Fundamentos termodinámicos del modelado geoquímico | 65 |
| Conceptos básicos para la construcción de un modelo geoquímico | 65 |
| 6.2.1 Principios del modelado geoquímico | 66 |
| 6.2.2 Ecuaciones gobernantes | 68 |
| 6.3 Modelación geológico-geoquímica | 72 |
| 6.3.1 Diagramas de actividad iónica | 73 |
| 6.3.2 El Índice de Saturación mineral y los diagramas de precipitación mineral | 81 |
| 6.4 Resultados | 82 |
| 6.4.1 Diagramas de actividad iónica del grupo de datos <i>OUTLIERS</i> | 84 |
| 6.4.1.1 Diagramas de actividad iónica de baja temperatura (~ 100 °C) | 84 |
| 6.4.1.2 Diagramas de actividad iónica de mediana temperatura (150-200 °C) | 87 |
| 6.4.1.3 Diagramas de actividad iónica de alta temperatura (250-300 °C) | 89 |
| 6.4.1.4 Diagramas de actividad iónica <i>comparativos preliminares*</i> del grupo de <i>OUTLIERS</i> | 91 |
| 6.4.2 Diagramas de actividad iónica del grupo de datos <i>NREP</i> | 94 |
| 6.5 Interpretación de los diagramas de precipitación de minerales | 96 |
| 6.6 Análisis estadístico | 99 |
| 6.7 Discusión | 103 |
| | |
| Capítulo VII Conclusiones y Trabajo Futuro | |
| 7.1 Conclusiones | 107 |
| 7.2 Trabajo futuro | 111 |
| | |
| Apéndice I | 112 |
| | |
| Referencias | 155 |
| | |
| Índice de figuras | i |
| Índice de tablas | iv |

RESUMEN

En la industria geotérmica durante la evaluación energética de una zona en exploración, se requiere la realización de estudios multidisciplinarios de exploración geológica, geoquímica y geofísica. La integración de estos estudios permite estimar el potencial energético almacenado y la extensión del yacimiento geotérmico, además de proporcionar importantes características geológicas y físico-químicas del sistema geotérmico.

Para la exploración y desarrollo de cualquier campo geotérmico, es necesario conocer las temperaturas máximas que podrían ser esperadas en el yacimiento. Estas temperaturas quedan registradas en los fluidos geotérmicos por medio de las concentraciones de algunos iones, gases o isótopos, las cuales son dependientes de la temperatura. Las herramientas químicas que utilizan esta relación (comúnmente denominadas geotermómetros) son las más desarrolladas y empleadas en la estimación de las temperaturas de fondo de los yacimientos en la industria geotérmica, debido a su economía y viabilidad.

Los geotermómetros están generalmente basados en la suposición de que dos o más especies o compuestos químicos coexisten y han alcanzado el equilibrio químico con el reservorio geotérmico, que la temperatura es el principal control sobre sus concentraciones y que no ha ocurrido un re-equilibrio durante el proceso de ascenso y descarga del fluido. Esto algunas veces no es cierto, ya que los fluidos geotérmicos en realidad, pueden presentar algún tipo de mezcla o re-equilibrio químico.

En este trabajo de tesis se realizó una investigación y evaluación geológica-geoquímica de sistemas geotérmicos de todo el mundo compilados en una nueva base de datos denominada *Nueva Base de Datos Geoquímicas Mundial (NBDGM)* reportada por Díaz González (2008) y Díaz-González et al. (2008). Para estos estudios se formaron dos grupos de datos: un grupo de 38 datos denominados *OUTLIERS*, los cuales fueron identificados como datos discordantes por Díaz González (2008) durante el desarrollo de una nueva versión mejorada del geotermómetro Na/K mediante un proceso de depuración químico-estadístico de la *NBDGM*; y una segunda muestra representativa de 44 datos no discordantes seleccionada aleatoriamente de la *NBDGM*, la cual fue denominada *NREP*. Con los resultados obtenidos de la modelación geoquímica de estos dos grupos de datos se desarrollaron diagramas de actividad iónica y de precipitación de minerales, así como un análisis estadístico a fin de estudiar la composición química y el estado de equilibrio de los fluidos con respecto al reservorio geotérmico.

Con base en la evaluación geológica, se logró clasificar a los sistemas geotérmicos en la *NBDGM* de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentran. Se determinó que la mayor parte de estos sistemas se hallan en sustratos volcánicos. Para la mayor parte de los fluidos, el tipo de sustrato

geológico en el que se encuentran los pozos geotérmicos no influye en el tipo de fluido desarrollado a partir de la interacción de los fluidos con las rocas.

Con la modelación geoquímica se determinó que muchos de los fluidos de los pozos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS* no se encontraban en equilibrio químico con respecto a la reacción de intercambio iónico entre la albita y el feldespato potásico a las temperaturas reportadas para dichos pozos, sino a temperaturas mayores a éstas.

Los resultados obtenidos de este estudio parecen indicar que el geotermómetro de Na/K no proporciona buenos resultados para intervalos de temperatura menores a 150 °C, debido probablemente a que los fluidos geotérmicos a dichas temperaturas no alcanzan el equilibrio químico. Se observó también que los fluidos del grupo de *OUTLIERS* parecen indicar temperaturas mayores a las reportadas en las fuentes originales, sugiriendo la existencia de errores en la medición de las temperaturas, errores analíticos durante la caracterización química de los fluidos, o la existencia de una paleotemperatura preservada por la composición química de estos fluidos.

Con este trabajo se hizo evidente la necesidad de contar con información detallada de índole geológica-geoquímica y mineralógica de los sistemas geotérmicos antes de la utilización de cualquier herramienta geotermométrica, especialmente en el intervalo de baja temperatura (<150°C). Esta información podría ayudar a determinar la aplicabilidad de las herramientas geotermométricas y a obtener los mejores resultados posibles en la estimación de temperaturas de fondo en un sitio geotérmico en estudio.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

En la industria geotérmica, durante la evaluación energética de una zona en exploración, se requiere inicialmente de la realización de estudios multidisciplinarios de exploración geológica, geoquímica y geofísica.

La integración de este tipo de estudios permite estimar el potencial energético almacenado y la extensión del yacimiento geotérmico. Además, estos estudios proporcionan importantes características del sistema geotérmico como son: a) el conocimiento del tipo de roca y de las estructuras geológicas en el yacimiento; b) la distribución de especies químicas en el fluido y el cálculo de temperaturas de fondo a través de estudios geotermométricos; c) la recarga natural del yacimiento; d) las trayectorias probables del fluido y del flujo de calor del yacimiento; entre otras (Chandrasekharam & Bundschuh, 2002).

Durante la etapa exploratoria de un yacimiento geotérmico, la estimación de las temperaturas de fondo es una actividad geocientífica sumamente importante. Gracias a la experiencia adquirida a través de los años, se ha encontrado que la forma más viable y menos costosa de inferir estas temperaturas es a partir del uso de herramientas geotermométricas o geotermómetros, los cuáles emplean la composición química de los fluidos que se extraen o que emergen de manera natural de estos sistemas (Verma, 2002b).

Generalmente estos geotermómetros están fundamentados en procesos geoquímicos de interacción agua-roca y termodinámicos (de equilibrio químico) que dominan en los sistemas geotérmicos (Giggenbach, 1988; Santoyo & Verma, 1993). D'Amore & Arnórsson (2000) propusieron una clasificación de estas herramientas de acuerdo a los componentes químicos de los fluidos involucrados en la determinación de la temperatura; éstas se clasifican en:

- Geotermómetros de agua o solutos
- Geotermómetros de gases
- Geotermómetros isotópicos

Entre los más utilizados por la industria geotérmica actual están el geotermómetro de Na/K, Na-K-Ca y el de SiO₂ (Fournier, 1979; Fouillac & Michard, 1981; Verma & Santoyo, 1997). De ellos, el geotermómetro de Na/K es el que presenta grandes ventajas en la estimación de las temperaturas de fondo comparado con otros geotermómetros, especialmente ante la presencia de procesos de mezcla de fluidos, re-equilibrio químico y pérdidas de vapor (Arnórsson, 1985; Pope et al., 1987; Verma, 2000a, 2000b). Esto se debe a que el geotermómetro de Na/K se basa en relaciones iónicas y no en concentraciones de una sola especie química (Verma et al., 2008). En el estudio del efecto de la complejación iónica de los geotermómetros catiónicos, Guidi (1990) destacó que

el geotermómetro de Na/K es el menos afectado por los procesos antes mencionados, especialmente en fluidos geotérmicos con bajas concentraciones de Cl.

Verma (2002b) realizó una compilación muy completa relacionada con los geotermómetros químicos más comúnmente usados en estudios de exploración geotérmica. Sin embargo, es sabido que cuando se aplican dos o más ecuaciones geotermométricas a un mismo fluido, éstas frecuentemente alcanzan valores apreciablemente diferentes en las temperaturas calculadas para un mismo reservorio. Esto es debido a que cada geotermómetro considera un equilibrio de especies químicas diferente, además de que los fluidos alcanzan el equilibrio con cada fase (líquida y/o gaseosa) considerada a una temperatura específica (Reed & Spycher, 1984), o bien, debido a procesos que modifican la composición química del agua, tales como la mezcla con fluidos más fríos o con agua de mar (Tole et al., 1993).

Adicionalmente, para la aplicación y posterior interpretación de los resultados obtenidos a partir de cualquier herramienta geotermométrica, es necesario contar con la información más completa y detallada posible, tanto del ambiente geológico en el que se encuentran embebidos los sistemas geotérmicos, como de los factores y procesos hidrogeoquímicos que rigen la evolución de los fluidos geotérmicos que circulan por ellos.

1.2 Planteamiento del problema y justificación

En las pasadas cuatro décadas se han desarrollado una gran cantidad de geotermómetros químicos e isotópicos para predecir las temperaturas del reservorio en los sistemas geotérmicos (p. ej., Fournier & Rowe, 1966; Fournier & Truesdell, 1973; Fournier, 1979; Fournier & Potter, 1982; Arnórsson, 1975; Arnórsson et al., 1983b). Estos geotermómetros están basados en la suposición de que a determinada temperatura el equilibrio fluido/mineral es alcanzado en el reservorio geotérmico y que dicho equilibrio es dependiente de la temperatura (Tole et al., 1993).

Los estudios sobre Na, K y Ca en sistemas acuosos sugieren que las concentraciones catiónicas están controladas por reacciones de equilibrio dependientes de la temperatura entre los feldespatos, micas y calcita (Fournier & Truesdell, 1973; Clark & Fritz, 1997). Con base en ello se han desarrollado ecuaciones analíticas fundamentadas en forma empírica, a partir de bases de datos creadas con mediciones de temperatura y de composición química de fluidos muestreados en pozos o manifestaciones termales (p.ej., Fournier, 1979; Nieva & Nieva, 1987; Verma & Santoyo, 1997); o bien, por medio de estudios físico-químicos en laboratorio sobre procesos de solubilidad de algunos minerales (Giggenbach, 1988; D'Amore & Arnórsson, 2000).

El principal inconveniente de estos geotermómetros químicos es que algunos elementos, debido a los procesos de interacción agua-roca, permanecen en la fase líquida, pero sus concentraciones están limitadas, o bien controladas, por la solubilidad de los minerales presentes en ella respecto a la temperatura (Clark & Fritz, 1997). Por lo tanto, la condición necesaria para el correcto uso de los conceptos de geotermometría química es que las especies iónicas no deben re-equilibrarse durante su ascenso hacia la superficie en el fluido y que, sólo aquéllos minerales cuya solubilidad se incrementa rápidamente con la temperatura pueden ser usados como geotermómetros; tal es el caso del cuarzo, la calcedonia, los feldespatos y las zeolitas (D'Amore et al., 1987). Sin embargo, este proceso de re-equilibrio en efecto se lleva a cabo, solo que en un intervalo de tiempo mayor o menor.

Numerosos autores han observado que la aplicación de estos geotermómetros químicos todavía presenta problemas serios para predecir confiablemente las temperaturas de los reservorios geotérmicos (Verma & Santoyo, 1997; Verma et al., 2008), ya que las temperaturas estimadas dependerán de las condiciones existentes a la profundidad en la que estuvieron los fluidos. Asimismo, se ha observado que no existe un criterio geoquímico-estadístico que permita decidir de manera confiable el geotermómetro más apropiado para cada estudio (Verma, 2002a; Verma, 2002b; Verma et al., 2008).

Más aún, algunos investigadores han discutido la importancia de evaluar estadísticamente los errores asociados con el uso de los geotermómetros para estimar en forma más exacta y precisa las temperaturas que dominan en estos sistemas y sus incertidumbres (Santoyo & Verma, 1993; Verma & Santoyo, 1995, 1997; Verma, 2000a, 2000b; Bayram, 2001; Can, 2002; Verma, 2002a y Verma, 2002b). Gracias a estos estudios se ha reconocido la importancia que tienen las incertidumbres de algunos parámetros usados en los geotermómetros para la estimación de las temperaturas de fondo, como son los errores de los coeficientes de regresión, la precisión de los análisis químicos, el muestreo de los fluidos, la calibración de los geotermómetros para sistemas de alta temperatura, y la correcta valoración de los efectos de interacción fluido-roca durante la aplicación de las herramientas geotermométricas, entre otros (Verma & Santoyo, 1995, 1997).

Por otro lado, el desarrollo y la aplicación de las herramientas geotermométricas ha sido un tanto arbitraria, al ignorar en gran medida la información geológica y mineralógica de los sitios geotérmicos. En efecto, un gran número de geotermómetros ha sido definido a partir de bases de datos hidrogeoquímicos, en las cuales no se ha dado importancia a los tipos de rocas en las que se encontraron los fluidos, ni a los minerales con los que los fluidos estuvieron en contacto. A partir de esta información geológica y mineralógica detallada se podría definir las condiciones físico-químicas imperantes en el yacimiento geotérmico, estudiar algunos procesos de interacción fluido-roca, y finalmente, delimitar la aplicabilidad de las herramientas geotermométricas.

Con base en estos antecedentes, es evidente la necesidad de disponer de ecuaciones geotermométricas más confiables para su utilización en la industria geotérmica mundial (p. ej., Verma & Santoyo, 1995, 1997; Díaz-González et al., 2008), así como de algunos parámetros de índole geológico-geoquímico que sirvan para determinar si una herramienta geotermométrica es apropiada o no para un sistema geotérmico en estudio.

Es por ello que este trabajo de tesis busca hacer una evaluación geológico-geoquímica de los sitios geotérmicos de donde se ha obtenido la información hidrogeoquímica, con el fin de buscar las condiciones apropiadas que ayuden a definir la herramienta geotermométrica correcta que pueda ser aplicada a dichas condiciones. Esto podría ayudar a optimizar el funcionamiento y/o aplicabilidad de estas herramientas en la industria geotérmica.

Para hacer posible dicha tarea, es necesario obtener información sobre los tipos de rocas que componen a los yacimientos, así como la composición química y mineralógica de éstas. En especial, es necesario tener información geológica y mineralógica del sustrato a partir del cual se obtuvo el fluido geotérmico, a fin de conocer qué rocas estuvieron específicamente en contacto con los fluidos y estudiar así los procesos de interacción fluido-roca.

1.3 Trabajos previos

En el Área de Geoenergía del Centro de Investigación en Energía se han realizado diferentes compilaciones de datos hidrogeoquímicos de sistemas geotérmicos en todo el mundo. A partir de estas compilaciones se han propuesto nuevas ecuaciones geotermométricas (Quinto Estrada, 2004; Díaz González, 2004, Díaz González, 2008).

Quinto-Estrada en el 2004 compiló una base de datos geoquímicos de fluidos geotérmicos ($n = 212$) con la cual desarrolló una nueva ecuación geotermométrica de Na/K por medio de una metodología geoquímico-estadística. Dicha ecuación fue comparada estadísticamente con los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones geotermométricas de Na/K reportadas por Fournier (1979), Nieva & Nieva (1987), Giggenbach (1988), Verma & Santoyo (1997) y con datos de temperatura medidos en los yacimientos geotérmicos. Los resultados obtenidos a partir de esta comparación indicaron que la nueva ecuación desarrollada por Quinto Estrada (2004) generaba mejores estimaciones de temperatura.

Posteriormente, Díaz González (2004) compiló otra base de datos hidrogeoquímicos de fluido geotérmicos que alcanzaba un total de 112 datos, con la cual desarrolló dos nuevas ecuaciones geotermométricas de Na/K por medio de la aplicación de redes neuronales artificiales. Dichas ecuaciones fueron validadas y comparadas estadísticamente con las ecuaciones de Na/K

comúnmente usadas (Fournier, 1979 y Verma & Santoyo, 1997) en la industria geotérmica. Los resultados obtenidos con estas nuevas ecuaciones mostraron estimaciones más aproximadas a las temperaturas de fondo reportadas en los sistemas geotérmicos.

En el 2008 Díaz González logró compilar una nueva base de datos hidrogeoquímicos más completa y robusta que las reportadas por Quinto Estrada (2004) y Díaz González (2004). Dicha base fue nombrada *NBDGM* (*Nueva Base de Datos Geoquímicos Mundial*), e inicialmente contaba con más de 800 datos de composición química y temperatura de fondo de pozos geotérmicos de todo el mundo.

Como una primera depuración a la base de datos *NBDGM*, Díaz González (2008) eliminó todos aquellos datos de pozos cuya temperatura había sido tomada en la descarga del cabezal del pozo, así como también todos los datos asociados a pozos petroleros de cuencas sedimentarias (Díaz González, 2008). Posteriormente, se realizó una nueva depuración a la base, utilizando el balance de cargas iónico (BCI), como un parámetro semi-cuantitativo para evaluar la calidad de los análisis químicos de los fluidos geotérmicos (Díaz González, 2008). Al concluir esta última depuración la *NBDGM* estuvo integrada por 380 datos de fluidos hidrotermales, los cuales fueron clasificados por Díaz González (2008) en diversos diagramas geoquímicos de acuerdo a su estado de madurez química, dando como resultado tanto aguas parcialmente equilibradas, como en total equilibrio (Giggenbach, 1988). Estos diagramas no se reproducen en este trabajo. Sin embargo, es necesario señalar que el uso de diagramas ternarios ha sido cuestionado por diferentes autores, debido al problema de campo cerrado y a la distorsión de los errores al graficar tres variables en un solo diagrama (p. ej., Butler, 1979; Aitchison, 1986; Philip et al., 1987; Rollinson, 1993).

Para finalizar la depuración de la *NBDGM*, Díaz González (2008), desarrolló dos nuevos programas denominados OYNYL y UDASYS. El primero de ellos calcula regresiones lineales ordinarias y ponderadas en muestras estadísticas bivariadas, y el segundo aplica pruebas de discordancia para la identificación de valores desviados en muestras estadísticas univariadas. Por medio de la aplicación de dichos programas a la base de datos *NBDGM*, Díaz González (2008) logró obtener una base final de datos hidrogeoquímicos, tanto geoquímica como estadísticamente aceptable, con un total de 342 datos. Esta base de datos final fue utilizada para el desarrollo de tres nuevas ecuaciones geotermométricas mejoradas de Na/K, reportadas por Díaz-González et al. (2008). Estas nuevas ecuaciones mostraron obtener estimaciones de las temperaturas de los yacimientos aún más exactas y confiables que las obtenidas por las versiones anteriores de este geotermómetro.

Para el análisis y la evaluación geológica-geoquímica de fluidos hidrotermales propuesta en este trabajo, se utilizó la versión de la *NBDGM* compuesta por 380 datos reportada en el 2008 por Díaz González. Esta

información hidrogeoquímica fue completada con información de índole geológica, mineralógica y geoquímica detallada, que constituyó la parte central del presente trabajo.

1.4 Objetivos del proyecto de investigación

◆ **Objetivo general**

Hacer una evaluación geológica y geoquímica de datos hidrogeoquímicos de fluidos geotérmicos para optimizar el funcionamiento de las herramientas geotermométricas comúnmente usadas en la industria geotérmica.

◆ **Objetivos específicos**

- Compilar y analizar bibliografía referente a los procesos de interacción agua-roca, así como de datos hidrogeoquímicos de sistemas geotérmicos publicados hasta el 2008, enfatizando la búsqueda en el rango de mediana-baja temperatura (< 200 °C).
- Realizar el análisis de una base de datos hidrogeoquímicos de sistemas geotérmicos de todo el mundo y complementarla con información geológica-mineralógica para llevar a cabo la evaluación geológico-geoquímica de los mismos.
- Estudiar el efecto de algunos elementos traza como el Ca, Mg y Al en los procesos de equilibrio de interacción agua-roca.
- Usar la modelación geoquímica de la información hidrogeoquímica para obtener información sobre el grado de equilibrio químico alcanzado por los fluidos geotérmicos.
- Definir los parámetros de índole geológico-mineralógico y geoquímicos necesarios para la adecuada aplicación y el óptimo funcionamiento de las herramientas geotermométricas a fluidos geotérmicos.

1.5 Estructura de la tesis

De acuerdo a la problemática planteada y a los objetivos propuestos en este trabajo de investigación, se ha estructurado la tesis de la siguiente forma:

En el Capítulo I se describe la introducción a la tesis así como el planteamiento del problema, con el fin de establecer los objetivos y el propósito general de este trabajo de investigación. De igual manera, se detalla la justificación y estructura del presente trabajo. En el Capítulo II se describen las generalidades de la energía geotérmica, definiendo lo que son los sistemas

geotérmicos y el estado del arte de la geotermia en México y en el mundo. El Capítulo III explica, en forma general, los fundamentos de los geotermómetros químicos, y cómo se clasifican, prestando particular atención al geotermómetro de Na/K. En el Capítulo IV se definen los procesos químicos y físicos de interacción agua-roca presentes en los sistemas geotérmicos, responsables de la evolución de los fluidos geotérmicos; de forma particular, se discuten los fundamentos del proceso de intercambio químico entre los minerales Albita y Feldespato-K, cuya relación es importante en el desarrollo y aplicación de las ecuaciones geotermométricas de Na/K y en las que se ha de prestar especial atención en este estudio. En el Capítulo V se detalla la evaluación geológica-geoquímica realizada a los datos hidrogeoquímicos de fluidos geotérmicos presentes en la *NBDGM* (Díaz González, 2008 y Díaz-González et al., 2008). Así como también, se describen los resultados de la valoración geológica de los sistemas geotérmicos y la mineralogía de alteración hidrotermal reportada para algunos de ellos. En el Capítulo VI se describen los resultados y algunas observaciones importantes obtenidas a partir de la interpretación de los modelos geoquímicos de los datos hidrogeoquímicos utilizados en este trabajo, así como el análisis estadístico realizado a ellos. Por último, en el Capítulo VII se presentan las conclusiones a las que se llegó con este trabajo de investigación, los objetivos alcanzados, así como las sugerencias y recomendaciones para trabajos futuros en esta misma línea de investigación.

CAPÍTULO II

GENERALIDADES DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA

2.1 Introducción

La palabra *geotermia* se refiere a la energía térmica natural existente en el interior de la Tierra. En la práctica se le denomina así al estudio y utilización de la energía térmica que, transportada a través de la roca y de fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia niveles superficiales de la misma, dando origen a los sistemas geotérmicos (Arellano, 1999).

La presencia de volcanes, fuentes termales y otros fenómenos termales debieron haber inducido a nuestros ancestros a suponer que partes del interior de la Tierra estaban calientes. Sin embargo, no fue hasta un período entre los siglos XVI y XVII, cuando se utilizaron modernos métodos científicos para estudiar el régimen termal de la Tierra mediante termómetros en una mina cerca de Belfort, en Francia (Bullard, 1965). Fue hasta el siglo XX, y en buena medida gracias al descubrimiento del *calor radiogénico*, que se pudo comprender plenamente tal fenómeno como un balance térmico, y se pudo establecer un modelo general de la historia térmica de la Tierra (Dickson & Fanelli, 2005).

El flujo de calor de la Tierra es la cantidad de calor liberado al espacio desde el interior de ésta a través de una unidad de área en una unidad de tiempo. Este flujo varía de lugar a lugar en la corteza terrestre, y ha variado con el tiempo en cualquier lugar durante la historia de nuestro planeta. Este flujo de calor térmico se originó a partir del calor primordial, el cuál es referido como el calor generado durante la formación de la Tierra, y del calor generado desde la formación de ésta por el decaimiento de isótopos radioactivos de larga vida (Barbier, 1997).

Hasta hace poco, se suponía que el calor primordial era la única fuente de calor en la Tierra. Ahora sabemos que existe otra fuente de calor más grande a partir del decaimiento de los isótopos radiactivos de larga vida. Además de que todos los isótopos radiactivos generan calor mientras decaen, sólo los isótopos que son relativamente abundantes y cuya vida media es comparable a la edad de la Tierra (4.5 billones de años) han sido productores significativos de calor a través del tiempo geológico y lo siguen siendo en el presente (Barbier, 1997).

2.2 Sistemas geotérmicos

Hoy en día, sabemos que el calor generado desde el interior de la Tierra se mueve hacia la superficie donde éste se disipa, aunque generalmente este fenómeno no sea muy notorio en superficie. Sin embargo, nosotros estamos al tanto de su existencia debido a que la temperatura de las rocas se incrementa

con la profundidad, demostrando así la existencia de un *gradiente geotérmico*, el cuál en promedio alcanza los 30 °C/km de profundidad (Barbier, 2002).

Los estudios del comportamiento térmico de la Tierra implican la determinación de cómo la temperatura varía con la profundidad, y en cómo dichas variaciones de temperatura han cambiado a través del tiempo geológico. Sin embargo, los estudios de este tipo están basados completamente en mediciones hechas en o cercanas a la superficie de la Tierra durante las últimas décadas (Barbier, 1997).

Existen, sin embargo, áreas de la corteza de la Tierra que son accesibles por medio de la perforación y donde el gradiente se encuentra por encima del promedio. Esto ocurre cuando, no muy lejos de la superficie existen cuerpos de magma en proceso de enfriamiento, todavía en estado fluido, o en proceso de solidificación y, por lo tanto emitiendo calor. Por otro lado, tenemos áreas donde la actividad magmática no existe y la acumulación de calor se debe a condiciones geológicas particulares de la corteza tales que el gradiente geotérmico alcanza valores anormalmente altos (Barbier, 2002).

Los márgenes de las placas corresponden a zonas de la corteza débiles y densamente fracturadas, caracterizadas por una intensa sismicidad, por un gran número de volcanes y por un alto flujo calórico terrestre, debido al ascenso de materiales muy calientes hacia la superficie. Como se muestra en la figura 1, las principales áreas volcánicas se ubican alrededor de los márgenes de placas; los sistemas geotérmicos más importantes están igualmente relacionados con esta actividad (Dickson & Fanelli, 2005).



Fig. 1. Distribución de zonas volcánicas y su relación con la tectónica de placas global (Fuente: www.almez.pntic.mec.es).

La extracción y utilización de esta enorme cantidad de calor requiere de un medio de transporte que transfiera el calor hacia profundidades accesibles por debajo de la superficie terrestre. Generalmente el calor es transferido desde lo profundo hacia regiones subsuperficiales primeramente por *conducción* a través del material rocoso y posteriormente por *convección*, ya que los fluidos geotérmicos actúan como medio transportador de calor (Barbier, 2002). Dichos fluidos suelen ser de origen meteórico, es decir, agua de lluvia, la cuál se filtra a través de la corteza terrestre y adquiere calor al entrar en contacto con las rocas calientes a profundidad, donde es acumulada en acuíferos o reservorios geotérmicos. Otra capa rocosa ubicada por encima de éstos evita que dichos fluidos escapen hacia la superficie alcanzando así grandes presiones y temperaturas. Todos estos componentes forman parte de los llamados *sistemas geotérmicos* (Fig. 2).

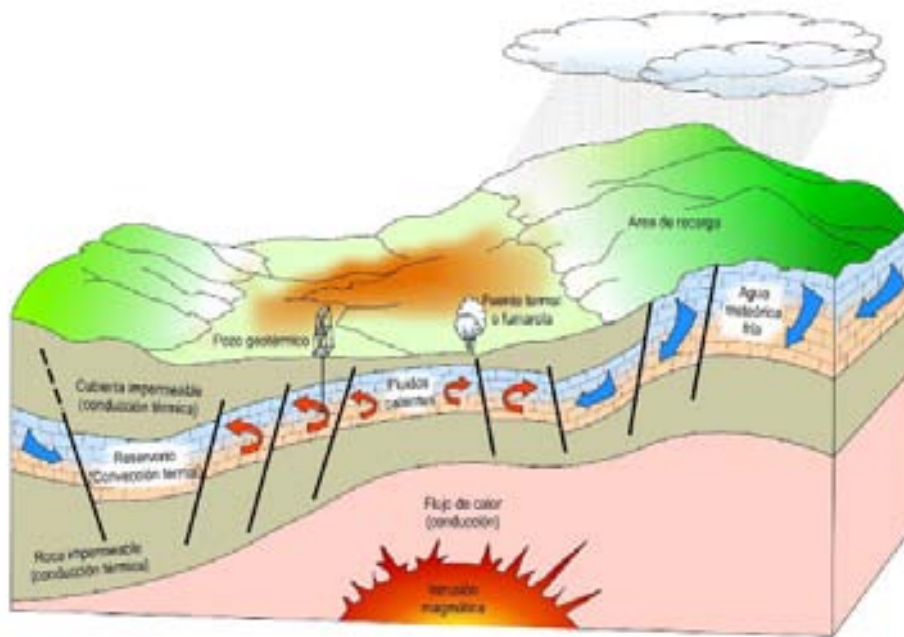


Fig. 2. Diagrama esquemático de los componentes de un sistema geotérmico (Dickson & Fanelli, 2005).

◆ Definición y clasificación de los sistemas geotérmicos

La presencia de extensas zonas a elevada temperatura localizadas a profundidades asequibles, es la primera condición para poder utilizar la energía geotérmica, pero no es la única. Debido a la baja conductividad térmica de las rocas naturales, éstas se enfrían con la misma lentitud con la que fueron calentadas y, por tanto, la extracción directa del calor contenido en ellas sólo es posible si se dan ciertas condiciones adicionales. La extracción del calor de forma natural sólo es posible cuando cerca de la zona de anomalía geotérmica existen formaciones geológicas porosas o fisuradas capaces de retener agua que, en general, procede de una infiltración superficial (Jarabo et al., 1987).

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, se puede definir un *yacimiento geotérmico* como un volumen de roca caliente a profundidad, por la cual circulan fluidos que absorben el calor al contacto con estas rocas, y que posteriormente son transportados hacia la superficie. No obstante, esta definición no implica, necesariamente, que el agua se encuentre en el yacimiento a priori (Jarabo et al., 1987).

Los elementos esenciales, o variables imprescindibles, que determinan la conformación de un sistema geotérmico son (Dickson & Fanelli, 2005): 1) la existencia de una *f fuente de calor*, la cual puede ser tanto una intrusión magmática a muy alta temperatura ($> 600^{\circ}\text{C}$), emplazada a profundidades relativamente someras (5-10 km) o bien, una cámara magmática cercana que esté suministrando calor al sistema continuamente; 2) la presencia de un volumen de rocas o formaciones geológicas permeables que cumplan la función de *reservorio* y permitan la circulación de fluidos los cuáles extraerán el calor de la formación circundante; 3) la existencia de un área de *recarga hídrica superficial* a través de la cual el agua meteórica pueda reemplazar los fluidos que se escapan del reservorio a través de las fuentes termales o que sean extraídos mediante pozos; y por último, 4) la presencia de unidades o estructuras geológicas que actúen de *cubierta impermeable o capa sello*, y cierren parcialmente el sistema para que se produzca la concentración del calor y se presurice el sistema (Fig. 2).

Cuando los fluidos están en el interior de los sistemas geotérmicos, éstos disuelven los componentes de las rocas ya que están sujetos a procesos geoquímicos de interacción agua-roca, así como a los cambios de presión y temperatura que prevalezcan en ellos. Todos estos procesos dan lugar a que algunos componentes químicos que originalmente residen en los minerales de las rocas del reservorio se particionen y se disuelvan en el fluido durante un determinado tiempo hasta que éstos alcanzan un estado de equilibrio químico. Por lo tanto, la composición de los fluidos geotérmicos está gobernada por la solubilidad de algunos minerales presentes en las rocas del yacimiento, esta solubilidad ha de depender a su vez, de las condiciones de temperatura y presión que prevalezcan en el sistema (Grigsby et al., 1989; D'Amore & Arnórsson, 2000).

Los sistemas geotérmicos se encuentran en la naturaleza en una variedad de combinaciones de características geológicas, físicas y químicas, dependiendo de la temperatura y las condiciones geológicas y termodinámicas que rijan el yacimiento. Comúnmente los sistemas geotérmicos se dividen en (Iglesias et al., 2005):

- **Sistemas hidrotérmicos:** Se constituyen por una fuente de calor, agua (líquido y/o vapor) y la roca en donde se almacena el fluido. Estos sistemas pueden clasificarse a su vez en sistemas de vapor dominante, líquido dominante de alta entalpía y líquido dominante de baja entalpía (Iglesias et al., 2005).

- (i) **Sistemas de vapor dominante:** Son sistemas de alta temperatura, generalmente de vapor seco.
 - (ii) **Sistemas de líquido dominante (alta entalpía):** Estos sistemas son más abundantes que los de vapor dominante y sus fluidos se encuentran a temperaturas entre 200 y más de 300 °C.
 - (iii) **Sistemas de líquido dominante (baja entalpía):** Son los sistemas geotérmicos más comunes y los fluidos se encuentran a temperaturas que van de los 100 a los 200°C.
- **Sistemas geopresurizados:** La característica de estos sistemas es que contienen agua y metano disuelto a alta presión y mediana temperatura. Comúnmente, se forman en cuencas sedimentarias geológicamente jóvenes, y se les denomina geopresurizados debido a que los fluidos atrapados en las rocas a profundidad soportan una parte de la carga de las rocas que están por encima de ellas, desarrollando así una presión considerablemente más alta que en otros sistemas geotérmicos (Iglesias et al., 2005). En la actualidad estos sistemas no son explotados comercialmente; sin embargo, debido a sus características químicas y físicas, dichos sistemas podrían ofrecer tres tipos de energía (Iglesias et al., 2005): térmica (a partir del agua caliente), química (en forma de metano) y mecánica (por medio de los fluidos a muy alta presión).
 - **Sistemas de roca seca caliente:** A este tipo de sistemas se les considera el recurso geotérmico más abundante en la Tierra ya que se encuentran ampliamente distribuidos y se ubican a profundidades asequibles de ser explotados (entre 6 y 10 km). Sin embargo y a diferencia de los otros sistemas geotérmicos, éstos no contienen ningún tipo de fluido, sino que la energía térmica se encuentra contenida únicamente en las rocas que por lo general son impermeables y, por lo tanto, para poder utilizar dicho recurso es necesario hacer circular agua desde la superficie y de manera artificial por medio de pozos, primero para provocar un fracturamiento hidráulico y posteriormente, para poder recuperar los fluidos ya calientes. El calor concentrado en estos sistemas es obtenido por conducción a partir del contacto de las rocas a profundidad con algún cuerpo magmático en proceso de enfriamiento o cámara magmática. En general, se les describen como sistemas rocosos con alto contenido energético pero con poca o ninguna agua, conocidos como HDR por sus siglas en inglés (Hot Dry Rock). Actualmente no se explotan comercialmente (Iglesias et al., 2005).

Los sistemas geotérmicos más importantes son los sistemas hidrotérmicos, ya que constituyen la única forma de explotación de energía geotérmica que ha sido comercialmente desarrollada hasta la fecha.

Además de los sistemas ya descritos, se conoce un tipo de sistema geotérmico poco común, denominado *sistema marino* (Iglesias et al., 2005).

Estos son sistemas de alta entalpía existentes en el fondo del mar. Actualmente no se explotan de forma comercial ya que han sido poco estudiados.

2.3 La geotermia en el mundo

◆ Antecedentes

La primera hipótesis científicamente desarrollada sobre el origen de los sistemas geotérmicos fue promovida por el geólogo italiano Bernardino Lotti a principios del siglo XX. En aquél tiempo, el campo geotérmico de Larderello en la Toscana, Italia, era el único campo que había sido estudiado geológicamente, debido a la extracción industrial del ácido bórico a partir de los manantiales termales y del vapor natural producido por los pozos superficiales en el área (Barbier, 1997). Lotti concluyó que el vapor y el agua enriquecidos en boro en Larderello se habían originado a partir de una intrusión magmática a profundidad, y que el vapor alcanzaba la superficie a través de fallas y fisuras conectadas con el cuerpo magmático, y que por lo tanto actuaban como canales para el flujo de los fluidos hacia la superficie (Barbier, 1997).

La explotación del vapor natural por su energía mecánica empezó en esas mismas fechas. El vapor geotérmico se utilizó para elevar líquidos en primitivos elevadores por presión de gas y más tarde en bombas reciprocantes y centrífugas y en poleas, todo lo cual fue utilizado en las perforaciones o en la industria local de ácido bórico (Dickson & Fanelli, 2005). Entre 1850 y 1875 la planta de Larderello mantuvo en Europa el monopolio de la producción de ácido bórico. Entre 1910 y 1940 el vapor de baja presión fue utilizado para calentar invernaderos, edificios industriales y residenciales, en esta parte de la Toscana. Otros países también empezaron a desarrollar sus recursos geotérmicos a escala industrial. En 1892 entró en operaciones el primer sistema distrital de calefacción geotermal en Boise, Idaho (USA). En 1928, Islandia, otro país pionero en la utilización de la energía geotérmica, también inició la explotación de sus fluidos geotermales (principalmente agua caliente) para calefacción doméstica (Dickson & Fanelli, 2005).

En 1904 se llevó a cabo el primer intento de generar electricidad a partir de vapor geotérmico, nuevamente, en Larderello (Dickson & Fanelli, 2005). El éxito de estas experiencias fue una clara demostración del valor industrial de la energía geotérmica y marcó el comienzo de una forma de explotación que se ha desarrollado significativamente desde entonces. La generación de electricidad en Larderello fue un éxito comercial. En 1942 la capacidad geotermoeléctrica instalada alcanzaba los 127,650 kWe. Pronto, varios países siguieron el ejemplo de Italia; en 1919 los primeros pozos geotérmicos de Japón fueron perforados en Beppu, seguidos en 1921 por los pozos perforados en The Geysir, California, USA, y en el Tatío, Chile (Dickson & Fanelli, 2005). En 1958 entró en operación una pequeña planta geotermoeléctrica en Nueva Zelanda; en 1959 otra en

México; y en 1960 en USA, seguidos por otros países en los años siguientes (Dickson & Fanelli, 2005).

En el año de 1971 se habían instalado en el mundo 903 MWe de energía geotérmica. El 99 % de esta capacidad estaba concentrada en cuatro naciones: Italia, Nueva Zelanda, Estados Unidos y Japón. En el año de 1982 se encontraban distribuidas en 14 países 115 plantas geotermoeléctricas con una capacidad de 2,732 MWe (Arellano et al., 2008). En el 2007, la capacidad instalada a nivel mundial alcanzó los 9,732 MWe en 24 países (Bertani, 2007; Fridleifsson et al., 2008), y se estima que para el 2010 se incrementará hasta los 11 mil MWe (Bertani, 2007).

En la Tabla 1, se describe la capacidad mundial instalada de energía geotérmica (modificada de Statistical Review of World Energy, 2009; British Petroleum).

Tabla 1. Capacidad geotérmica instalada mundialmente (Statistical Review of World Energy, 2009; British Petroleum).

| Megawatts | 1980 | 1985 | 1990 | 1995 | 2000 | 2003 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | Cambio de 2008 sobre 2007 | Porcentaje al 2008 |
|-------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|---------------------------|--------------------|
| Argentina | | | 0.7 | 0.7 | 0.7 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Austria | | | - | - | - | 1.3 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | 1.2 | - | ♦ |
| Australia | | | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | - | ♦ |
| China | | | 31.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | 32.1 | - | 0.3% |
| Costa Rica | | | - | 55.0 | 142.5 | 162.5 | 162.5 | 162.5 | 162.5 | 162.5 | 162.5 | - | 1.6% |
| El Salvador | | | 95.0 | 105.0 | 161.2 | 161.2 | 151.2 | 151.2 | 151.2 | 204.0 | 204.2 | - | 2.0% |
| Estados Unidos | | | 2774.6 | 2816.7 | 2228.0 | 2020.0 | 2534.0 | 2828.3 | 2830.7 | 2936.5 | 2998.5 | 2.1% | 28.6% |
| Etiopía | | | - | - | 7.3 | 7.3 | 7.3 | 7.3 | 7.3 | 7.3 | 7.3 | - | 0.1% |
| Filipinas | | | 888.0 | 1154.0 | 1931.0 | 1931.5 | 1931.0 | 1978.0 | 1978.0 | 1978.0 | 1978.0 | - | 18.9% |
| Francia (Guadeloupe) | | | 4.2 | 4.2 | 4.2 | 4.2 | 14.7 | 14.7 | 14.7 | 14.7 | 16.0 | 8.8% | 0.2% |
| Alemania | | | - | - | - | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 3.2 | 6.6 | 106.3% | 0.1% |
| Guatemala | | | - | - | 28.0 | 28.0 | 28.0 | 48.0 | 48.0 | 48.0 | 57.0 | 18.8% | 0.5% |
| Islandia | | | 44.6 | 50.0 | 172.1 | 202.1 | 202.1 | 232.1 | 422.1 | 485.5 | 573.0 | 18.0% | 5.5% |
| Indonesia | | | 144.8 | 309.8 | 589.5 | 807.0 | 807.0 | 855.5 | 872.5 | 982.5 | 1042.5 | 6.1% | 10.0% |
| Italia | | | 545.0 | 631.7 | 785.0 | 790.5 | 790.5 | 790.5 | 810.5 | 810.5 | 810.5 | - | 7.7% |
| Japón | | | 214.6 | 413.7 | 535.3 | 535.3 | 535.3 | 535.3 | 537.3 | 537.3 | 537.3 | - | 5.1% |
| Kenia | | | 45.0 | 45.0 | 45.0 | 121.0 | 127.0 | 127.0 | 127.0 | 127.0 | 163.0 | 28.3% | 1.6% |
| México | | | 809.5 | 849.5 | 949.5 | 959.5 | 959.5 | 959.5 | 959.5 | 959.5 | 964.5 | 0.5% | 9.2% |
| Nicaragua | | | 35.0 | 70.0 | 70.0 | 77.5 | 77.5 | 77.5 | 77.5 | 87.4 | 87.4 | - | 0.8% |
| Nueva Zelanda | | | 283.2 | 282.0 | 431.0 | 399.0 | 397.0 | 434.0 | 434.0 | 471.6 | 586.6 | 24.4% | 5.6% |
| Papua Nueva Guinea | | | - | - | - | 5.5 | 5.5 | 5.5 | 36.0 | 56.0 | 56.0 | - | 0.5% |
| Portugal (Islas Azores) | | | 3.0 | 5.0 | 16.0 | 16.0 | 16.0 | 16.0 | 16.0 | 23.0 | 23.0 | - | 0.2% |
| Rusia (Kamchatka) | | | 11.0 | 11.0 | 23.0 | 73.0 | 79.0 | 79.0 | 79.0 | 79.0 | 79.0 | - | 0.8% |
| Tailandia | | | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | - | ♦ |
| Turquía | | | 20.6 | 20.4 | 20.4 | 20.4 | 20.4 | 20.4 | 24.7 | 38.0 | 83.0 | 118.4% | 0.8% |
| Total mundial | 3887.0 | 4764.0 | 5950.4 | 6856.3 | 8172.3 | 8355.6 | 8879.5 | 9356.3 | 9675.3 | 10045.5 | 10469.7 | 4.2% | 100.0% |

♦ Menos de 0.05%

Fuente: International Geothermal Association, publicaciones de conferencias en varios talleres y congresos de IGA.

◆ Usos directos de la energía geotérmica

Los fluidos geotérmicos cuyas temperaturas superan los 160 °C son adecuados para la generación de energía eléctrica a través de plantas geotermoeléctricas. Actualmente, los recursos geotérmicos no solamente son susceptibles de ser aprovechados en la generación de electricidad, sino también en una gran variedad de actividades agrupadas bajo el nombre genérico de usos directos (Lund & Freeston, 2000). Entre éstos se pueden mencionar: calefacción, fermentación, industria papelera, manufactura de cemento, teñido de telas, balneología, secado de madera, calentamiento de suelos, invernaderos, etc (Lindal, 1973).

Aquéllos sistemas geotérmicos cuyos fluidos presentan temperaturas menores a los 160 °C, generalmente se destinan a usos directos (Arellano et al., 2008). De los 90 países en los que se han identificado recursos geotérmicos con posibilidades de explotación comercial, 72 los emplean en usos directos (Arellano et al., 2008).



Fig. 3. Temperatura aproximada de los fluidos geotérmicos para su utilización como usos directos (Lindal, 1973).

El diagrama mostrado en la Figura 3 clasifica algunas de las actividades comerciales en las que se puede aprovechar el recurso geotérmico directamente de acuerdo a la temperatura de los fluidos (Lindal, 1973).

En mayo de 2005, el uso total de los recursos geotérmicos en forma directa en el mundo (72 países) fue de 28,268 MWt (Lund et al., 2005), comparados con los 16,209 MWt en 1999 (Lund & Freeston, 2000). El 32% de estos recursos se empleó en bombas de calor geotérmicas, 30% para baños y natación

(incluyendo balneología), 20% para calentamiento de espacios, 7.5% para invernaderos y calentamiento de suelos a cielo abierto, 4% para calor de procesos industriales, 4% para acuicultura y calefacción de estanques, menos del 1% para secado agrícola y derretimiento de nieve y 0.5% para otras aplicaciones (Arellano et al., 2008).

Actualmente, los usos directos de la energía geotérmica en México se limitan a la balneología. Se estima que la capacidad instalada es de aproximadamente 164 MWt, distribuidos en más de 160 sitios en 19 estados del país (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2000). Esta capacidad instalada es modesta en relación con el tamaño de los recursos existentes y la variedad de aplicaciones posibles (Arellano et al., 2008).

◆ **Localización y características de los principales campos geotérmicos del mundo**

Islandia, Italia, México, Estados Unidos, Canadá, Alemania, Rusia, Turquía, India, China, Japón, las Filipinas, Indonesia y algunos otros países a lo largo del anillo de fuego son ricos en energía geotérmica (Dorn, 2008); además de Kenia y Etiopía cuya fuente geotérmica es alimentada por la actividad térmica producida en el valle del Rift de África (figura 4).

Los Estados Unidos liderean el mundo en la generación de electricidad a partir del calor de la Tierra. En agosto de 2008, la capacidad geotérmica en Estados Unidos sumó casi 2,960 megavatios en siete estados: Alaska, California, Hawaii, Idaho, Nevada, Nuevo México y Utah (Dorn, 2008). California, con 2,555 megavatios de capacidad instalada -más que cualquier otro país en el mundo- produce casi el 5 % de su electricidad con energía geotérmica. La mayor parte de esta capacidad está en The Geysers, una región geológicamente activa al norte de San Francisco.

En Europa, los países líderes en el desarrollo de energía geotérmica son Italia, con 810 megavatios, e Islandia, con 420 megavatios. Se espera que Italia casi doble su capacidad instalada antes de 2020 (Dorn, 2008). Islandia, con el 27% de sus necesidades de electricidad cubiertas extrayendo el calor de la Tierra, es el número uno mundial en la proporción de electricidad generada a partir de energía geotérmica. En México, el campo geotérmico de Cerro Prieto forma parte de un sistema aislado de la red del Sistema Eléctrico Nacional, que cubre la porción norte de la Península de Baja California. Con una capacidad instalada de 720 MW, Cerro Prieto abastece aproximadamente el 75% de la energía consumida en la Red de Baja California (González & Gutiérrez-Negrín, 2007).



Fig. 4. Mapa que muestra la localización de los principales sistemas geotérmicos del mundo. 1) Monte Meager; 2) Los Geysers; 3) Yellowstone; 4) Salton Sea; 5) Cerro Prieto; 6) Los Humeros; 7) Cerritos Colorados; 8) Los Azufres; 9) Ahuachapán; 10) Momotombo; 11) Bouillante; 12) El Tatío; 13) Krafla; 14) Namafjal; 15) Svartsengi; 16) Larderello; 17) Makhaschcala; 18) Kizildere; 19) Puga; 20) Aluto; 21) Langan; 22) Olkaria; 23) Pauzhetskiy; 24) Matsukawa; 25) Otake; 26) Tatun; Makban; 28) Tiwi/Bacman; 29) Tongonan/Palinpinon; 30) Dieng; 31) Kawah Kamodjang; 32) Broadlands; 33) Wairakei (Imagen tomada de: www.bibliotecadigital.ilce.edu.mx).

A continuación se describen brevemente algunos de los sistemas geotérmicos más importantes.

➤ The Geysers, Sonoma, California, Estados Unidos

The Geysers, es el campo de vapor seco más grande del mundo, una reserva geotérmica que produce mayoritariamente vapor caliente entre 130°C y 330°C, el cual es utilizado en una central tipo *flash*. La capacidad instalada en el campo llega a los 1,421MW, generando actualmente casi 900 MWe (Bertani, 2005).

El campo geotérmico The Geysers se encuentra en una región de reciente volcanismo y fallamiento. Las rocas en la región pertenecen a la Formación Franciscana del Jurásico Tardío. Estas rocas forman el basamento de la región, el cuál está constituido por grawvacas intercaladas con lutitas, basaltos y capas delgadas de sílice y cuerpos de serpentina y diabasa (Bacon et al., 1974).

Se ha considerado que la fuente del calor en esta área geotérmica procede del mismo magma que produjo el volcanismo del Lago Clear (Bacon et al., 1974).

➤ Salton Sea, California, Estados Unidos

El campo geotérmico de Salton Sea en el sur de California es un sistema de tipo líquido-dominante caracterizado por altas temperaturas (entre 250° y 350°C) y salmueras hipersalinas (Helgeson, 1968) con un alto contenido de

metales, tales como manganeso, zinc, plomo, cobre y plata. Las rocas del reservorio principal consisten de una gruesa secuencia clástica de relleno de rift y de rocas sedimentarias evaporíticas intrusionadas por una cantidad menor de riolita y diabasa (Robinson et al., 1976; Herzig et al., 1988). El origen de las sales en la salmuera ha sido atribuido a la disolución de las evaporitas no marinas de la secuencia sedimentaria (Elders and Sass, 1988). Actualmente, el campo de Salton Sea ha llegado a tener una capacidad instalada de 50MW (Bertani, 2005).

➤ Larderello, Italia

El campo geotérmico de Larderello se localiza en la zona interior del cinturón Apenino norte (Toscana, Italia central), donde el tectonismo extensional ha estado activo desde principios del Mioceno Medio, acompañado por un magmatismo Miocénico-Cuaternario bastante extendido (Bellani et al., 2005). Los magmas que alimentan tanto el campo geotérmico de Larderello como a lo largo de toda la región de Toscana, son derivados de una mezcla entre el manto y la corteza (Innocenti et al., 1992). Este campo es del tipo vapor-dominante. La capacidad instalada de Larderello asciende a 790 MW, con una producción continua de 699 MWe (Bertani, 2005).

➤ Tongonan, Filipinas

El campo geotérmico de Tongonan en Leyte, al norte de las Filipinas, consiste de dos sistemas geotérmicos separados, Tongonan y Mahanagdong (Kingston et al., 1979). Tongonan es un fino ejemplo de un sistema de líquido-dominante asociado con un volcanismo andesítico. El centro de este sistema, en el sector Mahiao, alberga fluidos con una temperatura de más de 300°C. El campo geotérmico de Tongonan cuenta con una capacidad instalada de 723MW (Bertani, 2005), convirtiéndolo así es uno de los mayores campos geotérmicos de Filipinas.

➤ Indonesia

El campo geotérmico Gunung Salak en Indonesia se localiza en el macizo volcánico de edad Cuaternario-Tardío enmarcado por los edificios volcánicos de Gunung Salak, Perbakti y Endut (Keetley et al., 2003). El volcán de Gunung Salak, ubicado en la porción norte del macizo, es el volcán más alto y el principal aspecto topográfico que separa el oeste de Java. En el campo se tiene una capacidad instalada de 165 MW, pero actualmente tiene una producción total de 197 MW (Bertani, 2005).

➤ Otake, Japón

El área de Otake fue seleccionada como el primer sitio en Japón para el desarrollo geotérmico debido a su clara manifestación de actividad geotérmica. La estación energética de 13 MW utiliza el vapor proveniente de cinco pozos

perforados en un área activa de fumarolas y manantiales termales en una zona de volcanismo andesítico (Noguchi, 1966). Los fluidos geotérmicos diluidos de tipo sódico-clorurado alcanzan temperaturas de entre 230° y 250 °C.

➤ Wairakei, Nueva Zelanda

Wairakei es una de las áreas geotérmicas más grandes de la Zona Volcánica de Taupo. El sistema geotérmico Wairakei-Tahuara incluye al campo geotérmico de Wairakei, localizado a 8 km al norte de Taupo, y el campo Tahuara hacia el sureste (Keetley et al., 2003). El líquido del reservorio se encuentra entre unos 230° y 260°C, descargando una mezcla de agua y vapor a través de los 150 pozos perforados hasta el momento, contando con una capacidad instalada de generación de 220 MW (Bertani, 2005).

La extracción del líquido del reservorio de Wairakei ha provocado la pérdida de presión en el campo de Tahuara, así como la formación de zonas con presencia de vapor sobre una gran porción del campo, especialmente en el área de Karapiti (Keetley et al., 2003). Otro efecto superficial de esta extracción ha sido la declinación en el flujo de los manantiales clorurados, y un incremento en la extensión y temperatura de los acuíferos someros y del terreno caliente en Tahuara (Keetley et al., 2003).

➤ Krafla, Islandia

El campo geotérmico de Krafla se localiza en la zona neovolcánica al nor-oriental de Islandia. Esta zona neovolcánica es caracterizada por una multitud de fisuras y volcanes centrales. El campo geotérmico se localiza en una caldera con un gran volcán central, también llamado Krafla. A la fecha, 18 pozos han sido perforados en el campo para la extracción de fluidos a temperaturas de más de 300°C (Bodvarsson et al., 1981).

Stefánsson (1981) ha presentado una descripción detallada del reservorio del sistema de Krafla. Los datos de temperatura y presión obtenidos de los pozos han indicado la presencia de dos reservorios; el más somero contiene una fase líquida, mientras que el más profundo presenta una zona bifásica en la cuál predomina el líquido (Bodvarsson et al., 1981).

Actualmente, la capacidad instalada para generación eléctrica en el campo de Krafla es de 60 MW (Bertani, 2005).

2.4 La geotermia en México

La explotación de la energía geotérmica en México se inició en el año de 1959 en Pathé, una localidad del estado de Hidalgo, aproximadamente a 130 kilómetros al noreste de la Ciudad de México. En Pathé se perforaron 17 pozos. Sin embargo, nunca fue posible obtener suficiente vapor para generar más de 600

kW (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2000). La planta se mantuvo generando hasta 1973. La planta de Pathé permitió que México fuera el tercer país en el mundo en utilizar la energía geotérmica con fines de producción de electricidad (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2000).

Después de Pathé, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) siguió con el desarrollo de otras plantas geotérmicas en los campos de Cerro Prieto en Baja California, Los Azufres en Michoacán, Los Humeros en Puebla y las Tres Vírgenes en Baja California Sur (Figura 5). Además de estos campos, y gracias a las características geológico-estructurales del territorio nacional, se tienen en la mira otros prospectos geotérmicos promisorios como lo son Cerritos Colorados en Jalisco, Los Negritos en Michoacán y Amealco en Querétaro, entre otros.

Como se puede observar en el mapa de la Figura 5, la mayor parte de las manifestaciones termales, así como los prospectos de exploración geotérmica y los campos geotérmicos actualmente en producción, se localizan en la porción central del país, una zona volcánica y tectónicamente activa conocida como el Cinturón Volcánico Transmexicano, cuya movilidad y actividad volcánica manifestada a lo largo de toda su historia evolutiva está íntimamente relacionada con la geodinámica propia de la Placa tectónica de Norteamérica y con la influencia de las Placas de Cocos y del Caribe (Prol-Ledesma, 1996).

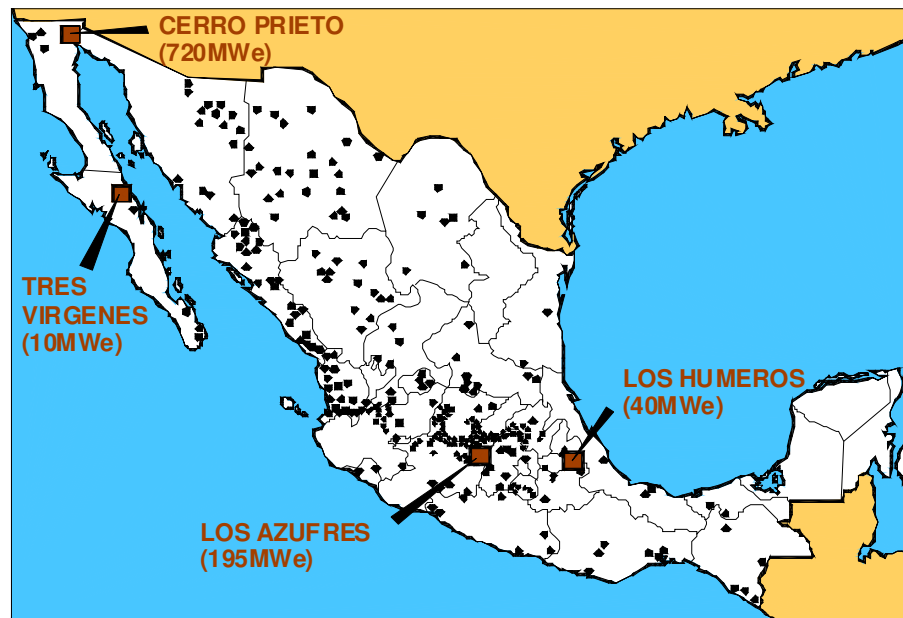


Fig. 5. Mapa de la República Mexicana mostrando los principales campos geotérmicos productores y manifestaciones termales (puntos negros). Entre paréntesis se muestra la capacidad instalada de cada campo productor (datos de C.F.E., 2008). (Imagen modificada: Gerencia de Geotermia – IIE).

Otro importante foco de actividad volcánica, tectónica y termal en nuestro país se ubica en la porción noroeste de la República Mexicana, y está marcado por la continua apertura del Mar de Cortés y cuyo rasgo superficial más notable se prolonga hacia Estados Unidos por medio de la Falla de San Andrés. En esta

región se ubica el campo geotérmico más grande e importante de toda América Latina, el campo geotérmico de Cerro Prieto.

Actualmente, México ocupa el cuarto lugar mundial con una capacidad instalada a partir de recursos geotérmicos, que representa aproximadamente el 2% de la capacidad total instalada en el país. La geotermia produce entre 5,619 y 6,728 GWh anuales que contribuyen con el 2.89 % de la generación eléctrica total (CFE, 2009).

➤ Cerro Prieto

El campo de Cerro Prieto se encuentra localizado a 30 km al sur de la ciudad de Mexicali y es el campo geotérmico de líquido dominante más grande del mundo, además de que su explotación ha sido también una de las más exitosas (Hiriart & Gutiérrez, 1992). Cerro Prieto es un campo de líquido dominante ubicado en estratos de rocas sedimentarias, cuyos fluidos se encuentran contenidos en areniscas. La fuente de calor es una anomalía térmica formada por el adelgazamiento de la corteza terrestre que ocurre en la cuenca transtensional en la que se ha formado el yacimiento, asociado a la prolongación sur del sistema de fallas activas de San Andrés (González & Gutiérrez-Negrín, 2007).

Las primeras unidades turbogeneradores instaladas en Cerro Prieto, comenzaron a operar desde 1973. En este campo se han perforado más de 200 pozos con profundidades entre 700 y 4,300 metros. Actualmente, se tienen instaladas cuatro centrales geotermoeléctricas con una capacidad instalada total de 720 MWe (González & Gutiérrez-Negrín, 2007).

➤ Los Azufres

El campo geotérmico de Los Azufres se encuentra localizado en la parte central del país, en el estado de Michoacán, a 200 kilómetros al oeste de la Ciudad de México. Es un campo de tipo volcánico, ubicado en el Cinturón Volcánico Transmexicano y cuyos fluidos geotérmicos están contenidos en rocas de tipo andesítico (Camacho & Palacios, 1979). Los primeros estudios en este campo se efectuaron en los años cincuenta. En el año de 1977 se perforaron los primeros pozos productores con los que se confirmó la existencia de un yacimiento geotérmico de magnitud considerable (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2000).

En este campo se han perforado más de 60 pozos con profundidades entre 600 y 3,544 metros, con una temperatura máxima de fondo de 358 °C (Quijano-León & Gutiérrez-Negrín, 2000). Actualmente, la CFE tiene instalados en este campo 195 MWe (C.F.E, 2009), distribuidos en una unidad de condensación de 50 MWe, ocho unidades a contrapresión de 5 MW cada una y dos unidades de ciclo binario de 1.5 MWe cada una (Quijano-León y Gutiérrez Negrín, 2000).

➤ Los Humeros

El campo geotérmico de Los Humeros se encuentra localizado en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano, aproximadamente a 200 km de la Ciudad de México, en los límites de los estados de Puebla y Veracruz. Se sitúa en el interior de una caldera volcánica. En este campo, los fluidos geotérmicos también están alojados en rocas andesíticas (Cedillo, 1997). En el año de 1968, la CFE efectuó los primeros estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos (Mena & González-Morán, 1978; Pérez-Reynoso, 1978; Yañez-García et al., 1979). En el año de 1982 se perforó el primer pozo profundo con el objeto de confirmar los resultados de los estudios. En 1990 se inició la explotación comercial del yacimiento con la instalación de la primera unidad de 5 MWe. A la fecha se han perforado más de 40 pozos y se cuenta con una capacidad instalada de 40 MWe (Quijano-León y Gutiérrez Negrín, 2000).

➤ Las Tres Vírgenes

Las Tres Vírgenes es también un campo volcánico, localizado hacia la mitad de la península de Baja California, asociado a un complejo de tres volcanes cuaternarios y a los movimientos tectónicos que separan la península del resto del continente. Sus fluidos geotérmicos están alojados en rocas intrusivas (Gutiérrez-Negrín, 2002). En la actualidad se encuentran instaladas y en producción dos unidades turbogeneradoras a condensación de 5 MWe cada una.

CAPÍTULO III

GEOTERMOMETRÍA QUÍMICA

3.1 Introducción

Uno de los objetivos de estudio de la geoquímica en la industria geotérmica es el de determinar las temperaturas de equilibrio entre las fases líquida y gaseosa que ocurren a profundidad en las áreas geotérmicas. Algunos elementos químicos, por medio de procesos de interacción agua-roca, permanecen en la fase líquida, pero sus concentraciones se encuentran limitadas por la solubilidad de los minerales presentes en la solución (D'Amore et al., 1987).

Los geotermómetros químicos son herramientas empíricas que suponen el equilibrio químico en los fluidos geotérmicos, y que utilizan la composición química de estos para estimar las temperaturas de los reservorios. Estos fluidos conservan las características de las condiciones de temperatura que prevalecen en el reservorio en forma de elementos disueltos en distintas proporciones y/o concentraciones, mismas que dependen de este parámetro.

A través de los años, numerosos estudios han sido desarrollados para proponer a la industria geotérmica una amplia variedad de geotermómetros químicos cualitativos y cuantitativos. Los *geotermómetros cualitativos* son aquellos que reflejan únicamente una temperatura relativa y una caracterización aproximada del sistema geotérmico (Quinto Estrada, 2004). Entre éstos destacan el geotermómetro de Ca y HCO_3 , Mg y Mg/Ca, Na/Ca, Cl/F, Cl/ SO_4 , Cl/($\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$), entre otros (White, 1970). Por otro lado, tenemos los *geotermómetros cuantitativos*, los cuales tienen como característica principal la obtención de una temperatura aproximada a las temperaturas de fondo reales que dominan en el yacimiento geotérmico (Quinto Estrada, 2004).

Las suposiciones que se hacen normalmente al utilizar las composiciones de los manantiales termales y de los fluidos de los pozos geotérmicos para estimar las temperaturas de los reservorios han sido discutidas por White (1970) y Fournier et al. (1974) y se resumen en:

- Las concentraciones de los elementos o especies utilizadas para el cálculo son controladas por el equilibrio agua-roca, el cual a su vez es dependiente de la temperatura,
- Hay una abundancia del mineral en el sistema geotérmico,
- La reacción mineral-fluido considerada alcanza el equilibrio en el reservorio,
- No hay un re-equilibrio durante el flujo del fluido del reservorio hacia la superficie,
- No hay mezclado o dilución del fluido.

Durante casi 40 años se han desarrollado una gran variedad de geotermómetros químicos para predecir las temperaturas del reservorio en los sistemas geotérmicos (p. e., Fournier & Truesdell, 1973; Fournier, 1979; Fournier & Potter, 1982; Arnórsson, 1975; Nieva & Nieva, 1987; Verma & Santoyo, 1997; Can, 2002; Díaz-González et al., 2008). Todos estos geotermómetros están basados en la suposición de que el equilibrio mineral/fluido es alcanzado en el reservorio geotérmico y que éste es dependiente de una temperatura específica (p. ej., Henley et al., 1984; Tole et al., 1993). Sin embargo, las condiciones necesarias para que se alcance el equilibrio dependerán de un número de factores tales como la cinética de una reacción en particular, la temperatura del reservorio, la reactividad de la pared rocosa, las concentraciones de los elementos disueltos en el agua, y el tiempo de residencia del agua en el reservorio a una temperatura en particular (Fournier, 1977).

3.2 Clasificación de los geotermómetros

Los componentes involucrados en las reacciones químicas que ocurren en los reservorios geotérmicos, así como los métodos empleados para obtener las ecuaciones de los geotermómetros, pueden ser utilizados para subdividir los tipos de geotermómetros en cuatro grupos (El-Naqa & Zeid, 1993). El primer grupo es el de los *geotermómetros de sílice*, basados en el equilibrio $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ en el sistema (Mahon, 1966b). El segundo grupo, el de los *geotermómetros alcalinos*, se basan en las proporciones de los elementos Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Li^+ , entre otros (Fournier & Truesdell, 1973; Fournier, 1977; Fournier & Potter, 1979; Arnórsson et al. 1983; Giggenbach et al., 1983). El tercer grupo lo constituyen los *geotermómetros experimentales*, cuyas expresiones geotermométricas se basan en la extrapolación de los resultados de reacciones experimentales agua-mineral, usualmente cuarzo o cristobalita (Weill & Bottinga, 1970; Ragnarsdóttir & Walther, 1983). El último grupo es el de los *geotermómetros empíricos*, los cuáles se derivan de las relaciones entre las concentraciones de sílice u otros componentes en las aguas termales naturales y las temperaturas medidas en manantiales calientes y pozos. No obstante, en realidad, la mayoría de los geotermómetros son considerados como empíricos.

En la actualidad existe una clasificación más generalizada para los diferentes tipos de geotermómetros, en la cuál se distinguen dos tipos de geotermómetros: los *geotermómetros químicos* y los *geotermómetros isotópicos*. Los geotermómetros químicos a su vez se dividen en geotermómetros de agua o solutos, y los geotermómetros de vapor o gas (Díaz González, 2004).

Los geotermómetros de agua y vapor son generalmente referidos como geotermómetros químicos por considerar exclusivamente la composición química de las fases líquida o gaseosa de los fluidos geotérmicos. Por otro lado, los geotermómetros isotópicos requieren del conocimiento de la composición de

isótopos estables presentes en ambas fases del fluido geotérmico (D'Amore & Arnórsson, 2000).

3.2.1 Geotermómetros químicos

Los geotermómetros químicos cuantitativos son definidos como ecuaciones empíricas, basadas en la premisa de que las concentraciones de ciertas especies químicas están controladas por una temperatura máxima a profundidad (Pope et al., 1987). Hasta el momento, solo dos indicadores químicos han sido considerados como cuantitativos: uno basado en la variación de la solubilidad del cuarzo u otras formas de sílice (cristobalita, sílice amorfa, calcedonia, etc.) como una función de la temperatura (Fournier & Rowe, 1966; Mahon, 1966), y el otro, basado en la dependencia de la temperatura del intercambio iónico entre las soluciones y las fases sólidas.

Curvas empíricas que muestran la variación en las aguas naturales de las proporciones de Na/K versus la temperatura, para temperaturas por debajo de los 300°C han sido presentadas en varios trabajos (White, 1965, 1968, 1970; Ellis, 1969, 1970; Ellis & Mahon, 1967; Fournier & Truesdell, 1970).

◆ Geotermómetros de solutos

A partir de mediados de los años sesenta, varias ecuaciones semi-empíricas se desarrollaron para la estimación de la temperatura de los yacimientos considerando las relaciones de intercambio iónico entre los principales componentes químicos disueltos en los fluidos geotérmicos y las rocas. Los geotermómetros de solutos más frecuentemente utilizados corresponden al geotermómetro de Na/K, Na-K-Ca y el de SiO₂, entre otros (Fournier, 1979; Fournier & Truesdell, 1973; Verma & Santoyo, 1997).

Geotermómetro de Sílice

La solubilidad de la sílice se incrementa con la temperatura y la presión (en menor medida); sin embargo, esta concentración depende a su vez de la fase cristalina de sílice que se encuentra en equilibrio con el agua. Mahon (1966) utilizó el geotermómetro de cuarzo para estimar eficazmente las temperaturas de fondo de los pozos perforados en Wairakei, Nueva Zelanda.

Geotermómetro Na/K

El geotermómetro de Na/K (White, 1970) emplea la relación de iones en lugar de las concentraciones de una sola especie química como la sílice, y por lo tanto, es menos probable que sea afectado por pérdida de vapor y/o dilución. Sin embargo, la proporción Na/K puede ser modificada con respecto a la solución original del fluido por las reacciones de intercambio con los minerales

arcillosos (Weissberg & Wilson, 1977) o bien, debido a un enriquecimiento de potasio. La aplicación de este geotermómetro, especialmente a sistemas con temperaturas menores de 150 °C o bien con aguas sumamente diluídas a menudo sobreestiman la temperatura (Henley et al., 1984).

Geotermómetro Na-K-Ca

En un principio, White (1965) y Ellis (1970) postularon que por arriba de 200°C, las concentraciones de Na/K en la mayoría de las aguas naturales, eran controladas por el equilibrio químico entre los minerales albita y el feldespató potásico. Posteriormente, surgió evidencia que indicaba que algunas aguas ricas en Ca, tales como los manantiales termales de Mammoth en el Parque Yellowstone y las salmueras geotérmicas de Salton Sea, no llegaban a estimar una temperatura razonable cuando se les aplicaba el geotermómetro de Na/K; y que por lo tanto, el contenido de Ca en dichos fluidos debía de algún modo ser considerado (Fournier & Truesdell, 1973).

Atendiendo a ésta problemática, Fournier & Truesdell (1973) propusieron un nuevo geotermómetro empírico, el cual está basado en las concentraciones acuosas de Na-K-Ca, considerando el equilibrio químico entre el fluido y la roca con los minerales carbonatados.

Geotermómetro de Na/Li

La ocurrencia de litio como un elemento común en la mayoría de las aguas termales es bien conocida y fue discutida por White (1957). Algunos años después, Ellis & Wilson (1960) en un estudio químico cuidadoso de las descargas de los pozos de Wairakei, Nueva Zelanda, apuntaron que una baja proporción de Na/Li parecía estar relacionada con las zonas más calientes del campo, por lo que el sodio y el litio podrían ser elementos promisorios como geotermómetros.

En 1981, Fouillac & Michard propusieron inicialmente dos geotermómetros químicos basados en la relación Na/Li corregidos por efectos de la composición salina de los fluidos hidrotermales. Estas ecuaciones fueron calibradas por Kharaka & Mariner (1989), quienes propusieron el uso de una sola ecuación geotermométrica independiente de la salinidad del fluido.

◆ **Geotermómetros de gases**

Las manifestaciones superficiales en muchos campos geotérmicos en exploración consisten de fumarolas y suelos calientes, por lo que los geotermómetros acuosos no son aplicables. Estos geotermómetros suponen que el gas proviene de un fluido en estado de equilibrio químico. Además se ha demostrado que el contenido de gas en las descargas de pozos es controlado por el equilibrio entre la temperatura y los minerales de alteración en las rocas

del reservorio, y que las concentraciones de gas o bien las relaciones de los mismos, varían con la temperatura de los acuíferos en producción (D'Amore & Panichi, 1980; D'Amore & Truesdell, 1980; Giggenbach, 1980; Nehring & D'Amore, 1981, 1984; Arnórsson et al., 1983a).

En los últimos años se han propuesto varios geotermómetros gaseosos aplicables al monitoreo de gas en fumarolas (p.e. Nehring & D'Amore, 1984; Arnórsson & Gunnlaugsson, 1985; D'Amore et al., 1987; Giggenbach, 1991), todos ellos basados en las concentraciones de los gases no volátiles CO₂, H₂S, CH₄ y H₂ y algunos constituyentes menores. Sin embargo, el uso generalizado de los geotermómetros de gases se ha restringido por cuestiones prácticas, debido a la complejidad del muestreo y análisis de la fase de vapor de los fluidos (Ping & Ármannsson, 1996; D'Amore & Arnórsson, 2000).

3.2.2 Geotermómetros isotópicos

El fraccionamiento de isótopos de elementos ligeros es bastante significativo y dependiente de la temperatura. Debido a ello, es posible utilizar la distribución de isótopos estables de H, C y O entre las fases líquida y gaseosa como herramientas geotermométricas (D'Amore & Arnórsson, 2000). Estos isótopos pueden ser determinados tanto en muestras acuosas como en vapor. Sin embargo, por la poca disposición de equipos apropiados o simplemente el alto costo de los análisis, la aplicación de este tipo de geotermómetros ha sido sumamente limitada (Quinto Estrada, 2004).

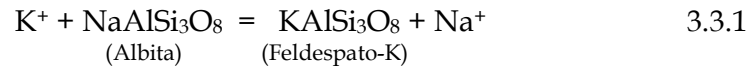
Existen algunos geotermómetros isotópicos que han sido desarrollados con base en la composición isotópica de carbono (¹³C/¹²C), deuterio (²H), oxígeno (¹⁸O/¹⁶O) y azufre (³⁴S) (Verma, 2002a).

3.3 Principios geoquímicos y termodinámicos del geotermómetro de Na/K

◆ Antecedentes

El geotermómetro Na/K ha evolucionado constantemente durante los últimos 30 años a partir de la observación inicial de que las bajas relaciones de Na/K eran indicativas de altas temperaturas a profundidad. Ecuaciones geotermométricas derivadas experimentalmente basadas en la proporción Na/K fueron derivadas por White (1975), Ellis & Mahon (1967), Ellis (1970), Truesdell (1975) y Fournier (1979a), entre otros .

En sistemas de alta temperatura, la variación de la relación entre el sodio y el potasio, dependiente de la temperatura en aguas geotérmicas es debida al intercambio iónico de estos iones entre los feldespatos alcalinos coexistentes, de acuerdo a la reacción (Nicholson, 1993):



La constante de equilibrio termodinámico de la reacción anterior es:

$$K = \frac{a_{\text{feldespato-K}} \cdot a_{\text{Na}^+}}{a_{\text{albita}} \cdot a_{\text{K}^+}} \quad 3.3.2$$

donde *a* representa las actividades de las especies involucradas. Si consideramos como fases puras al feldespato potásico y al feldespato sódico, entonces $a_{\text{feldespato-K}} = 1$ y $a_{\text{feldespato-Na}} = 1$, por lo tanto:

$$K_{eq} \approx \frac{[a_{\text{Na}^+}]}{[a_{\text{K}^+}]} \quad 3.3.3$$

La constante de equilibrio (K_{eq}) de una reacción química se relaciona mediante la energía libre de Gibbs en estado estándar (ΔG°) con la ecuación (Favre, 1991):

$$\ln (K_{eq}) = \frac{\Delta G^\circ}{RT} \quad 3.3.4$$

siendo R constante universal de los gases ideales y T la temperatura absoluta, respectivamente. Si consideramos que $\Delta G^\circ = \Delta H - T \Delta S$, donde ΔH es la entalpía, ΔS la entropía y T la temperatura; cambiando la base de los logaritmos, la ecuación anterior puede ser expresada (Díaz González, 2004):

$$\log (K_{eq}) = \left(\frac{\Delta H}{2.3R} \right) \left[\frac{1}{T} \right] - \left(\frac{\Delta S}{2.3R} \right) \quad 3.3.5$$

Suponiendo que la constante de equilibrio para la reacción expresada en la ecuación 3.3.1 está dada por las ecuaciones 3.3.3 y 3.3.5, una gráfica del log (K_{eq}) o log (Na/K) versus el inverso de la temperatura absoluta ($1/T_K$), debería mostrar una tendencia lineal con sus valores respectivos de la ordenada (A) y la pendiente (B), mostrando una ecuación para el geotermómetro de Na/K expresada por (Díaz González, 2004):

$$t = \frac{B}{A + \log (Na/K)} - 273.15 \quad 3.3.6$$

donde t estaría dada en °C, considerando que la temperatura absoluta $T_K = T^\circ \text{C} + 273.15$.

El geotermómetro Na/K es mucho más confiable y proporciona resultados más exactos con respecto a los geotermómetros de sílice o los que toman en cuenta la proporción de Ca y Mg disueltos, ya que las condiciones de equilibrio a profundidad son preservadas en la solución por más tiempo conforme ésta asciende hacia la superficie (Verma et al., 2008). Adicionalmente, la relación de las concentraciones son menos afectadas por la disolución y la ebullición, en comparación con el sílice (Nicholson, 1993).

No obstante en algunas ocasiones, la relación Na/K puede ser un tanto afectada por los procesos de mezcla con aguas superficiales más frías a los que pueden estar sujetos los fluidos geotérmicos durante su ascenso a la superficie, y por lo tanto, pueden emerger un tanto diluidas (Pandarinath, en prensa). Michard et al. (1979) observaron que la depositación de minerales ricos en aluminio, como la caolinita, podía ser una de las razones por la cuál se observaban disminuciones en la relación Na/K a profundidad; ya que de acuerdo a Weissberg & Wilson (1977), la relación Na/K puede ser modificada debido a reacciones de intercambio entre los minerales arcillosos y los feldespatos, o bien, por la adición de potasio a partir de las rocas sedimentarias en los reservorios superficiales (Michard et al., 1976).

A pesar de estas limitaciones, los geotermómetros han llegado a ser valiosas herramientas en la evaluación de nuevos campos geotérmicos, así como para monitorear la hidrología de los sistemas en producción. Pandarinath (en prensa) realizó un estudio comparativo entre las estimaciones de temperaturas obtenidas a partir del programa computacional SolGeo (Verma et al., 2008), y el cual reúne las ecuaciones geotermométricas de solutos más utilizadas en la industria geotérmica, con las temperaturas de fondo medidas en los pozos y manantiales termales de los campos geotérmicos de Los Azufres y Las Tres Vírgenes. Los resultados que obtuvo indicaron que los fluidos geotérmicos de los pozos de estos dos campos, señalaban temperaturas del reservorio mucho más cercanas a las medidas en el fondo de los pozos, especialmente aquellas obtenidas mediante el geotermómetro de Na/K.

CAPÍTULO IV

PROCESOS DE INTERACCIÓN AGUA-ROCA EN SISTEMAS GEOTÉRMICOS

4.1 Introducción

Los fluidos y las rocas del reservorio en los sistemas geotérmicos comúnmente reaccionan entre ellos, dando como resultado que la composición tanto de la fase fluida como de las fases sólidas cambien (Browne, 1984); estos cambios pueden ser vistos directamente como reacciones químicas, además de que en muchos casos se pueden formar productos intermedios temporales en el proceso. La identidad y abundancia de los minerales hidrotermales producidos durante éstas interacciones fluido-roca dependerán de una serie de factores, particularmente de la temperatura, la composición del fluido, la disponibilidad del fluido y si durante esta interacción, ocurre o no ebullición en el fluido (Browne, 1984).

Durante el proceso de interacción agua-roca en los sistemas geotérmicos algunos componentes son selectivamente lixiviados de las rocas del reservorio y son agregados al fluido en solución, y otros componentes son selectivamente tomados por las rocas y removidos del fluido hidrotermal (Rose & Burt, 1979). Este proceso de interacción se inicia por el flujo de fluidos al interior del reservorio geotérmico, los cuales en un principio se encuentran lejos del equilibrio con el conjunto mineral de las rocas que componen el reservorio. Este fenómeno tiene como resultado una evolución hacia el estado de equilibrio entre los componentes del sistema (fluido/roca); es decir, conforme el fluido se mueve al interior del reservorio, su composición cambia al estar en contacto con los minerales que componen las rocas con las que éste tiene contacto. Durante este proceso, algunos minerales se disuelven o bien pueden precipitar en forma de minerales secundarios, también llamados hidrotermales o de alteración.

Puesto que los minerales hidrotermales son formados durante el proceso de interacción agua-roca, su identidad puede ser utilizada para conocer las condiciones presentes y pasadas en los reservorios geotérmicos (Browne, 1984). Más aún, las temperaturas deducidas mineralógicamente proveen información acerca de la estabilidad térmica del campo geotérmico.

Esta íntima relación entre la composición del fluido y la mineralogía ha sido reconocida por muchos años. La información mineralógica puede por lo tanto ser utilizada para desarrollar conclusiones acerca de la naturaleza de los fluidos hidrotermales, así como las condiciones térmicas y químicas en las que se desarrollaron (Browne, 1984).

Para cumplir con los objetivos de la exploración y posterior etapa de explotación geotérmica, se requiere utilizar algunas técnicas geoquímicas que proporcionen información sobre la variación de la composición de los fluidos hidrotermales a profundidad, así como de las condiciones de presión y

temperatura existentes en el reservorio, las rocas del mismo, el origen de los fluidos, la dirección de flujo en el área y los tiempos de residencia de los fluidos en el reservorio, entre otros parámetros importantes para el conocimiento y el estudio de un sistema geotérmico (Prol-Ledesma, 1996).

La determinación de algunos de estos parámetros se logra en base a los resultados de los análisis químicos e isotópicos de las descargas de fluidos hidrotermales del sistema en superficie (Prol-Ledesma, 1996).

4.2 Alteración hidrotermal en sistemas geotérmicos

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio en las condiciones químicas y termales, en presencia de agua caliente, vapor o gas (Barnes, 1967). La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución y/o precipitación de minerales y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circula por la misma (Barnes, 1967).

La característica principal de la alteración es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las nuevas condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobretodo de la composición de los fluidos (Barnes, 1967). Un cambio en cualquiera de estos parámetros puede modificar ligera o completamente la textura original de la roca. Por ejemplo, Pandarinath et al. (2006) han observado cambios graduales en las abundancias relativas de los minerales arcillosos de alteración hidrotermal en el campo geotérmico de Los Azufres en México, los cuales son debidos a los cambios en las condiciones térmicas de los pozos de este sistema.

◆ Procesos de disolución, oxidación, hidrólisis e hidratación química

La alteración hidrotermal y la mineralización provocada por ésta son el resultado de un proceso irreversible de intercambio químico entre una solución acuosa y las rocas adyacentes (Rose & Burt, 1979). El resultado de este proceso depende de las condiciones físicas en la interfase fluido-roca y en las cantidades relativas del fluido y las rocas involucradas en el proceso de intercambio químico (proporción agua/roca), otro factor importante durante el proceso es el tiempo de reacción durante el cual interactúan (Rose & Burt, 1979).

Durante el tiempo de reacción, los fluidos calientes y las rocas que lo rodean van desarrollando ciertos procesos físico-químicos que cambian tanto la composición del fluido como de la roca. Entre ellos los más importantes son el proceso de disolución o lixiviación, la hidratación, la oxidación y la hidrólisis (Rose & Burt, 1979).

La disolución es normalmente el primer paso en el proceso de descomposición química y es debida a un fenómeno físico que consiste en la disociación de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente, como puede ser el agua (Iriondo, 2007). Por ejemplo, los cationes más débilmente fijados en la estructura mineral y con gran afinidad con el agua, tales como el sodio y el calcio, escapan de la red cristalina del mineral disolviéndose en el agua (Iriondo, 2007). Este proceso implica una transformación en la composición química tanto del fluido como de la roca, y dependiendo de las condiciones termodinámicas en las que se encuentren, podría tener lugar la formación de nuevos minerales (también llamados de neoformación o hidrotermales) estables bajo esas nuevas condiciones.

Los procesos de lixiviado afectan primero a los iones más móviles (Na, Mg, Ca, K), posteriormente se solubiliza la sílice, después el hierro y, finalmente, el aluminio, que es el elemento más insoluble (Melgarejo, 2003).

El concepto de solubilidad está definido como la cantidad de un compuesto que se disuelve en una solución subsaturada. Para medir o calcular la solubilidad de un compuesto, la reacción por la cual éste es disuelto debe estar en equilibrio (Faure, 1991) debido al *principio de electroneutralidad*.

El proceso de oxidación se produce por el contacto de los fluidos termales con las rocas, cuyos minerales se pueden combinar con el oxígeno, generando un estado químico de oxidación, en el cual los elementos involucrados, ceden o aceptan electrones (Iriondo, 2007).

La hidrólisis consiste en la reacción de un mineral con el agua, produciéndose un intercambio de protones (H^+) por los cationes metálicos solubles del mineral (Berner, 1971). Un ejemplo de esta alteración es la formación de las arcillas a partir de los silicatos. Este proceso es una disolución incongruente, solubilizándose una parte del silicato y quedando un residuo sólido que dará lugar a la arcilla. El resultado es un nuevo mineral secundario distinto del primario y una modificación de la composición del fluido con el que tuvo contacto la roca.

La estabilidad de los feldspatos, micas y arcillas es comúnmente controlada por la hidrólisis, en la cual el K^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} y otros cationes son transferidos del mineral a la solución, y el H^+ entra a las fases sólidas (Hemley & Jones, 1964).

La hidratación es la adición de agua a un mineral. Las moléculas de agua se introducen en las redes cristalinas, presionando y combinándose con algunos de los componentes del mineral y debilitando la estabilidad del conjunto (Iriondo, 2007).

Otros fenómenos no menos importantes que se llevan a cabo durante el proceso de interacción agua-roca son la carbonatación y la sulfuración, que consisten, básicamente, en la pérdida o ganancia de CO₂ y de S₂, respectivamente.

Todos estos fenómenos están controlados por la fugacidad, concentración, actividad o potencial químico de los componentes involucrados.

En la Tabla 2 se describe el comportamiento típico de los elementos mayores durante la alteración hidrotermal en rocas volcánicas al interactuar con un fluido caliente.

Tabla 2. Comportamiento preferencial de los elementos mayores contenidos en las rocas volcánicas durante el proceso de alteración hidrotermal (Tomado de: <http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/ALTERACION.pdf>).

| Elemento mayor | Cambio con respecto a la composición original de la roca | Mineral hidrotermal en el que se incorpora |
|--------------------------------------|--|---|
| SiO ₂ | Agregado | Cuarzo, cristobalita, silicatos |
| TiO ₂ | No cambia | Esfena, leucoxeno |
| Al ₂ O ₃ | Agregado y removido | Muchos silicatos, algunos óxidos |
| Fe ₂ O ₃ y FeO | Agregado y removido | Cloritas, pirita, pirrotita, siderita, epidota, hematita |
| MnO | No cambia | |
| MgO | Removido | Clorita, biotita |
| CaO | Agregado y removido | Calcita, wairakita, epidota, prehnita, anhidrita, montmorillonita, esfena, fluorita, zeolitas, wollastonita |
| Na ₂ O | Agregado y removido | Albita |
| K ₂ O | Agregado | Adularia, illita, alunita, biotita |
| CO ₂ | Agregado | Calcita, siderita |
| S, SO ₃ | Agregado | Anhidrita, alunita, pirita, pirrotina, baritina |
| H ₂ O | Agregado | Todas las arcillas, epidota, prehnita, zeolitas, diásporo, pirofilita, anfíbolos |
| P ₂ O ₅ | No cambia o agregado | Apatita |
| Cl | Removido | Halita |
| F | Agregado o no cambia | Fluorita |

4.3 Relaciones mineralógicas

La temperatura, la permeabilidad y mineralogía de la roca primaria, así como la composición del fluido geotérmico, la presión y el tiempo de residencia de los fluidos en el sistema geotérmico, son algunos de los factores determinantes en la precipitación, abundancia y estabilidad de los minerales autigénicos resultantes de los procesos de interacción fluido geotérmico-roca (Barnes, 1967). Estos factores condicionan la presencia de asociaciones mineralógicas características en un determinado espacio del yacimiento (Elders, 1977; Steiner, 1977; Browne, 1978, 1984).

◆ La relación Albita-Feldespato

Como se mencionó en el Capítulo III, los geotermómetros químicos e isotópicos están basados en las suposiciones de que dos especies o compuestos químicos coexisten y han alcanzado el equilibrio con el reservorio geotérmico, que la temperatura es el principal control sobre sus concentraciones, y que no ha ocurrido un re-equilibrio durante el proceso de ascenso y descarga del fluido (Clark & Fritz, 1997).

En los sistemas geotérmicos de alta temperatura (mayores de 250 °C), el cambio en la concentración del sodio y el potasio en las aguas geotérmicas es debido al intercambio iónico de estos elementos entre los feldespatos alcalinos coexistentes con el fluido (Nicholson, 1993), de acuerdo a la reacción descrita en la ecuación 3.3.1 en el capítulo precedente.

Chiodini et al. (1991), Arnórsson (2000b) y Stéfansson y Arnórsson (2000) reportaron estudios termodinámicos realizados para evaluar el estado de saturación de los feldespatos albita y microclima y aseveraron que su proceso de intercambio iónico puede ser confiablemente evaluado a partir de la reacción 3.3.1.

Los feldespatos forman un grupo de 3 componentes, los cuales son:

- **Feldespato potásico** (KAlSi_3O_8)
- **Albita** ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)
- **Anortita** ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)

Los minerales formados con composiciones intermedias entre los tres minerales extremos anteriores firman soluciones sólidas. Las soluciones sólidas con una composición entre el feldespato potásico y la albita se denominan *feldespatos alcalinos*; los minerales con una composición entre albita y anortita forman el grupo de las *plagioclasas* (Fig. 6). Los feldespatos son los minerales más abundantes de la corteza terrestre y participan en ella con aproximadamente 62% de su volumen. De forma particular, las plagioclasas ocupan el 41% del volumen y los feldespatos alcalinos ocupan el 21% restante (Griem & Griem-Klee, 2007).



Fig. 6. Nomenclatura de la serie de los feldespatos plagioclasas y de los feldespatos alcalinos de alta temperatura (Tomando de Klein & Hurlbut, 1998, Manual de mineralogía, Editorial Reverté, pp. 590).

Las plagioclasas tienen distintas denominaciones según su composición química; es decir, según su contenido de Albita (Ab) y de Anortita (An) como se aprecia en la figura 6 y se describen en la Tabla 4.

Tabla 3. Denominaciones de los tipos de plagioclasas dependiendo del porcentaje del componente Albita (Na) o Anortita (Ca) ver pie de figura 6.

| Tipo de plagioclasa | Albita (Ab) en % | Anortita (An) en % |
|---------------------|------------------|--------------------|
| Albita | 100 - 90 | 0 - 10 |
| Oligoclasa | 90 - 70 | 10 - 30 |
| Andesina | 70 - 50 | 30 - 50 |
| Labradorita | 50 - 30 | 50 - 70 |
| Bytownita | 30 - 10 | 70 - 90 |
| Anortita | 10 - 0 | 90 - 100 |

Entre los tres componentes la capacidad de mezclarse no es completa. Entre la anortita y el feldespato potásico se ubica una zona de desmezcla (Fig. 6). Una composición que se sitúe en este campo no forma ningún cristal feldespático homogéneo, sino que da lugar a dos cristales de composición diferente de los cuales uno es rico en feldespato potásico y el otro es rico en plagioclasa. De este modo, es posible (y en muchos tipos de rocas habitual) que se presenten dos feldespatos diferentes, uno al lado del otro, como ocurre en los granitos, donde frecuentemente un feldespato alcalino se observa al lado de una oligoclasa (Griem & Griem-Klee, 2007).

La zona de desmezcla cambia cuando varían las condiciones físicas y químicas y se amplía considerablemente al enfriar el magma (Griem & Griem-Klee, 2007). De este modo, se modifica drásticamente el campo de las soluciones sólidas cristalinas feldespáticas.

En cuanto a la serie de plagioclasas, ésta no está afectada gravemente por un descenso en la temperatura, ya que las soluciones sólidas de la serie de las plagioclasas se forman tanto a temperaturas elevadas como bajas (Griem & Griem-Klee, 2007).

4.4 Procesos de mezcla de fluidos

Un proceso importante a ser tomado en cuenta a la hora de realizar estudios de interacción fluido-roca en los sistemas geotérmicos es el proceso de mezcla de aguas. El agua de muchos manantiales termales e incluso los fluidos geotérmicos que ascienden a la superficie por medio de fallas naturales, algunas veces es el producto de mezclas de agua caliente profunda y agua fría más superficial. Un equilibrio completo o parcial entre el fluido y las rocas del reservorio puede o no haber ocurrido de forma posterior al proceso de mezcla. Si se establece el equilibrio químico después de éste, los geotermómetros químicos llegan a indicar las temperaturas del agua mezclada, no del componente geotérmico. No obstante que el equilibrio sea o no alcanzado después del proceso de mezcla, la temperatura del componente termal no puede ser estimada a partir de una relación de solubilidad, a menos que el proceso de mezclado sea tomado en cuenta (Fournier, 1977).

CAPÍTULO V

EVALUACIÓN GEOLÓGICA-GEOQUÍMICA DE DATOS HIDROGEOQUÍMICOS

5.1 Introducción

Durante la etapa de exploración de un yacimiento geotérmico, la estimación de las temperaturas de fondo de los pozos, es una actividad geocientífica sumamente importante. Gracias a la experiencia adquirida a través de los años, se ha encontrado que la forma más viable de inferir estas temperaturas es por medio del uso de herramientas geoquímicas de bajo costo, conocidas como herramientas *geotermométricas* o *geotermómetros*, las cuales emplean la composición química de los fluidos que se extraen o que emergen de manera natural de los sistemas geotérmicos (Verma, 2002b).

No obstante la precisión alcanzada en la estimación de las temperaturas de fondo de los pozos geotérmicos a partir de tales herramientas, es necesario tener en cuenta que éstas dependen de diferentes parámetros físicos y químicos de las rocas y de los fluidos hidrotermales presentes en el sistema geotérmico. Entre otros parámetros se encuentran la geología del lugar, los procesos geológicos estructurales dominantes, la permeabilidad de las rocas, la composición de los fluidos hidrotermales, el pH de los mismos, así como los procesos y el tiempo de interacción agua-roca (Díaz González, 2004).

Por lo tanto y para efectos de cumplir con el objetivo de este trabajo de tesis, se recopiló y anexó información de índole geológico, mineralógico y geoquímico de los diferentes sistemas geotérmicos de todo el mundo con los que cuenta la base de datos *NBDGM* reportada por Díaz González (2008). Esta información fue analizada y evaluada apropiadamente, a fin de interpretar las características geoquímicas que presentan los fluidos geotérmicos reportados en la *NBDGM*, así como la relación que éstos guardan respecto a las rocas por las cuales circulan.

El presente trabajo de investigación se inició con la recopilación de toda la bibliografía con la cual Díaz González (2004, 2008) elaboró la *NBDGM*. De hecho, se incluyó bibliografía adicional con la cual se actualizó la información compilada de la mayor parte de los campos geotérmicos en la base. La información compilada en este trabajo incluyó detalles relevantes referentes al marco geológico, mineralógico y geoquímico de los campos geotérmicos, así como de los fluidos que emergen de los pozos.

Durante esta investigación, se logró compilar información referente al tipo de sustrato geológico de los campos, en algunos casos tanto de la geología regional como de la local. Para algunos campos se pudo recabar información referente a la columna estratigráfica del campo, la mineralogía de alteración presente en los pozos e incluso, en casos muy particulares, la composición

química de las rocas y del agua meteórica presente en los campos. No obstante, cabe mencionar que para el 50% de los sistemas geotérmicos reportados en la *NBDGM* se encontró muy poca (en ocasiones nula) información de índole geológico en la literatura geotérmica mundial. Esta falta de información se ve reflejada en el Apéndice I, donde se reportan los datos de 16 de los 23 sistemas geotérmicos identificados como *OUTLIERS*.

Díaz González en el 2008 reportó distintos criterios y procedimientos químicos y estadísticos por medio de los cuales depuró la base de datos que había compilado. Durante esta depuración, la *NBDGM* pasó de contar con 805 datos de composición química de fluidos geotérmicos a 645 datos, al descartar aquéllos cuya temperatura hubiera sido tomada en el cabezal de los pozos o bien, que la temperatura reportada estuviera asociada a pozos petroleros en cuencas sedimentarias. A los 645 datos restantes, Díaz González (2008) aplicó un criterio de calidad del análisis químico basado en el balance de cargas iónico, eliminando de la base los análisis con un desbalance de cargas igual o mayor al 10%. Esta depuración química permitió que la base contara con 380 datos a los cuales se determinó el estado de madurez química en el que se encontraban por medio de diversos diagramas hidrogeoquímicos. Los resultados que obtuvo Díaz González (2008) de este análisis mostraron que los fluidos se encontraban tanto en el área de aguas en equilibrio total como en el de aguas parcialmente equilibradas (Giggenbach, 1988).

Por último, Díaz González (2008) aplicó pruebas de discordancia en muestras estadísticas univariadas y diferentes regresiones lineales para realizar una depuración estadística de la *NBDGM*. La versión final de la base de datos reportada por Díaz González (2008) y Díaz-González et al. (2008) contó con un total de 342 datos de fluidos con la cual estos últimos autores desarrollaron y calibraron tres nuevas ecuaciones geotermométricas de Na/K.

Durante el proceso de evaluación estadística realizada por Díaz González (2008) a la *NBDGM* detectó un total de 38 datos discordantes o desviados (Tabla 4) con respecto a la curva de regresión de la ecuación del geotermómetro de Na/K (Fig. 7), los cuales fueron estudiados de manera particular en este proyecto de investigación. A estos datos se les agrupará bajo el nombre de *OUTLIERS* en este trabajo. En la figura 7 se puede observar el comportamiento lineal que siguen los datos de fluidos geotérmicos presentes en la versión final de la *NBDGM* ($n = 342$). Asimismo, se puede apreciar el comportamiento discordante de los datos de fluidos denominados *OUTLIERS*.

El propósito de estudiar de forma particular el grupo de datos *OUTLIERS*, fue analizar si el comportamiento discordante que presentan estos fluidos tenía fundamento en aspectos geológicos-mineralógicos particulares de los sistemas geotérmicos por donde circulan dichos fluidos, o bien, a un aspecto geoquímico de falta de equilibrio entre los fluidos y las rocas con las que están en contacto.

Tabla 4. Concentraciones químicas en mg/kg de los cationes principales de los fluidos OUTLIERS.

| Pozo | T _{medida} °C | pH | Na | K | Mg | Ca | SiO ₂ | |
|----------------|---------------------------|-----|------|--------|------|-------|------------------|-------|
| N1S1 | 1 | 100 | 6.8 | 25,290 | 4300 | 1950 | 17640 | 13 |
| GW-5 | 2 | 100 | 6.9 | 510 | 80 | 1 | 14 | 175 |
| GW-11 | 2 | 100 | 8.3 | 580 | 60 | 1.3 | 4.3 | 180 |
| W12 | 3 | 100 | 6.7 | 3675 | 876 | 1 | 268 | 495 |
| W13 | 3 | 100 | 6.3 | 11250 | 3060 | 0.6 | 885 | 355 |
| SH-1 | 4 | 107 | 6.55 | 5360 | 529 | 58 | 693 | - |
| B-1 | 5 | 110 | 7.9 | 16.6 | 16.8 | 72 | 81.4 | - |
| GW-10 | 2 | 110 | 8.3 | 580 | 80 | - | 4.3 | 140 |
| La-2 | 6 | 110 | 9.4 | 85 | 20 | 0.2 | 1 | 40 |
| Edna | 6 | 114 | 6.3 | 40000 | 265 | 270 | 1860 | 57 |
| 87-40 | 7 | 114 | 8.37 | 474 | 11.2 | 0.204 | 560 | 112.3 |
| St. Un. A#9 | 6 | 117 | 6.2 | 78000 | 1065 | 1140 | 10250 | 48 |
| WWes 6-11 | 6 | 118 | 5.5 | 54800 | 6500 | 3350 | 33900 | 34 |
| GW-25 | 6 | 120 | 8.9 | 600 | 90 | 1.5 | 5 | 237 |
| Allermöhe | 6 | 123 | 6.4 | 75000 | 1250 | 1300 | 6690 | 6 |
| GW-2 | 2 | 125 | 8.35 | 700 | 110 | - | 2.4 | 250 |
| RR-662 | 8 | 131 | - | 318 | 77 | 0.13 | 11.6 | 283 |
| THM2 | 9 | 135 | - | 233 | 35 | - | 54 | - |
| GW-7 | 2 | 135 | 6.9 | 580 | 80 | 1 | 5 | 160 |
| P-91-4 | 10 | 163 | 6.0 | 1143 | 220 | 9 | 96 | 165 |
| Y-8 | 11 | 169 | 7.9 | 360 | 15 | 0.04 | 1.2 | 258 |
| THM1 | 9 | 172 | 8.7 | 234 | 126 | 0.17 | 27 | - |
| IT-3 | 12 | 173 | - | 947 | 13.6 | - | - | 213 |
| Y-3 | 13 | 174 | 8.12 | 270 | 11 | 0.02 | 1.26 | - |
| 42-7 | 10 | 178 | - | 1241 | 254 | 5 | 51 | 237 |
| 1C-4 | 12 | 195 | - | 896 | 29 | - | - | 280 |
| OB-1 | 5 | 203 | 7.23 | 1625 | 81 | 2.2 | 3.6 | 205 |
| Utah State 9-1 | 14 | 225 | - | 1780 | 440 | 1 | 69.1 | - |
| La-7 | 6 | 226 | 8.2 | 854 | 47 | 0.6 | 2.6 | 150 |
| Well 4 | 15 | 229 | 7.45 | 4537 | 193 | 3.7 | 228 | 338 |
| La-4 | 6 | 231 | 9.5 | 758 | 230 | 0.5 | 5 | 558 |
| Well 3 | 15 | 253 | 7.65 | 3512 | 168 | 2.08 | 268 | 238 |
| La-8 | 6 | 271 | 9.1 | 670 | 53 | 0.4 | 6 | 186 |
| La-6 | 6 | 335 | 6.9 | 688 | 223 | 0.3 | 0.8 | 659 |

Referencias: [1] Kavouridis et al., 1999; [2] Moon & Dharam, 1988; [3] Mahon, 2000; [4] Tarcan, 2003; [5] Mutlu & Gülec, 1998; [6] Kühn, 2004; [7] Arnórsson, 1995 II; [8] Giggenbach & Glover, 1992; [9] Henley & Stewart, 1983; [10] Moore et al., 2000; [11] Kharaka & Mariner, 1989; [12] Fournier, 1981; [13] Can, 2002; [14] Capuano & Cole, 1982; [15] Ellis & Mahon, 1977.

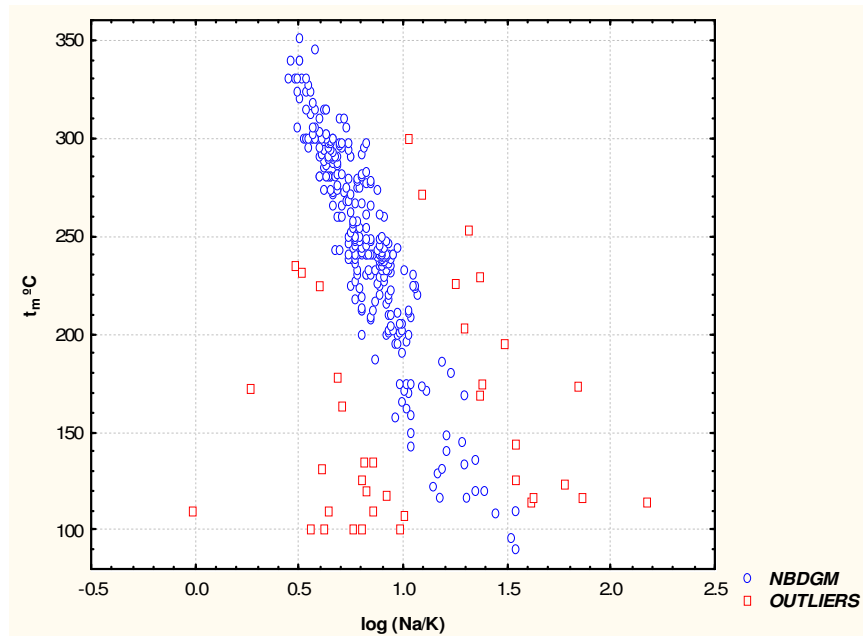


Fig. 7. Comportamiento gráfico de los valores de temperatura medida (t_m °C) contra la concentración de los fluidos geotérmicos ($\log(\text{Na/K})$) de los 342 datos (círculos azules) con los que cuenta la NBDGM. Note el comportamiento lineal decreciente de estos datos. Los 38 datos OUTLIERS (cuadros rojos) muestran un claro comportamiento discordante con respecto a la tendencia general. Datos tomados de Díaz González (2008).

A continuación se describen los principales resultados obtenidos durante la evaluación geológica-mineralógica de los sistemas geotérmicos compilados en la NBDGM, en especial el análisis de los sitios geotérmicos cuyos fluidos se agruparon en los datos OUTLIERS.

5.2 Análisis y clasificación geológica

En el Apéndice I se presentan en forma tabulada las características de los fluidos y sistemas geotérmicos correspondientes a los 38 OUTLIERS. En este apéndice se resume la información de carácter geológico y mineralógico, además de algunas observaciones de tipo geoquímico compilada durante este trabajo de tesis. Es importante notar que aunque en el apéndice se reporta solamente la información compilada para los datos OUTLIERS, esta misma información geológica y mineralógica fue igualmente recopilada para todos los 342 datos contenidos en la NBDGM. En particular, las tablas contienen los siguientes datos: nombre del pozo y la localidad o campo geotérmico donde éste se ubica (en caso de que la localidad del pozo sea diferente del campo geotérmico), el país, la temperatura medida en el pozo, la clasificación del tipo de campo de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentra el pozo (volcánico, sedimentario, etc.), la geología (dependiendo de la información original, ésta puede incluir la estratigrafía del pozo, la estratigrafía regional y/o la estratigrafía local), observaciones importantes sobre la geoquímica de los fluidos, la descripción en forma general de las rocas originales del yacimiento

(para los casos en los que se cuenta con dicha información), la mineralogía reportada para el pozo o bien, la mineralogía observada en el campo (primaria o de alteración), y la clasificación del fluido de acuerdo al diagrama de Piper (1944) o al de Giggenbach (1988) sólo para aquellos casos en los que se reporta dicha clasificación.

Información referente al estado de equilibrio del sistema geotérmico, sobre el origen de los fluidos y los probables procesos de mezcla de fluidos, fue igualmente compilada para los campos geotérmicos en los cuales se documentó este tipo de procesos. La composición química completa de los fluidos y otros parámetros químicos de interés se obtuvieron de las referencias reportadas en el trabajo descrito por Díaz González (2008).

Tanto para la evaluación geológica como para el modelado geoquímico llevados a cabo en este trabajo, se utilizaron, además de los datos pertenecientes al grupo de *OUTLIERS*, un grupo de 44 datos representativos seleccionados aleatoriamente de la versión final de la *NBDGM* ($n = 342$); depurada tanto química como estadísticamente), a la cual se le denominó *NREP*. Este grupo de datos fue utilizado para comparar los resultados obtenidos a partir de la evaluación geológica y el modelado geoquímico de datos discordantes (*OUTLIERS*) con resultados obtenidos a partir de datos no discordantes (*NREP*).

Es importante mencionar que a pesar del desarrollo que ha tenido la industria geotérmica y la diversidad de estudios realizados para desarrollar los campos geotérmicos del mundo, aún existe una importante carencia en cuanto a la información de índole geológico reportada en la literatura. Durante el desarrollo de este trabajo frecuentemente se encontró poca o nula información referente a rasgos geológicos de los campos geotérmicos; en particular, sobre el basamento de los mismos, la columna estratigráfica de los pozos, la composición química de las rocas, los espesores de las unidades geológicas y la profundidad a la que se encuentran, la mineralogía tanto primaria como de alteración, así como el régimen tectónico y la geología estructural que predomina en los campos geotérmicos.

Debido a ello, aunque la información descrita en las tablas del Apéndice I es el resultado de una investigación exhaustiva de carácter geológico-geoquímico de los sistemas geotérmicos reportados para los datos *OUTLIERS*, para una tercera parte de los datos estudiados no se encontró la información geológica necesaria para llevar a cabo un análisis profundo y detallado de los sistemas.

Sin embargo, se logró realizar una clasificación de los campos geotérmicos compilados en la base de datos *OUTLIERS* de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentran. Como se puede observar en la figura 8, la mayor parte de los pozos fueron perforados en un sustrato geológico de tipo volcánico. Inicialmente, se esperaba que estos datos presentaran un sustrato geológico con rocas con bajas concentraciones de Na y K (como podrían ser, por ejemplo,

algunos tipos de rocas calcáreas o sus variantes metamórficas), y poder explicar de esta manera su agrupación como *OUTLIERS* (Fig. 7). Sin embargo, este estudio demostró que aún los datos agrupados como *OUTLIERS* tienen en su mayoría un sustrato volcánico, seguido por el sustrato volcánico-sedimentario e ígneo-metamórfico.

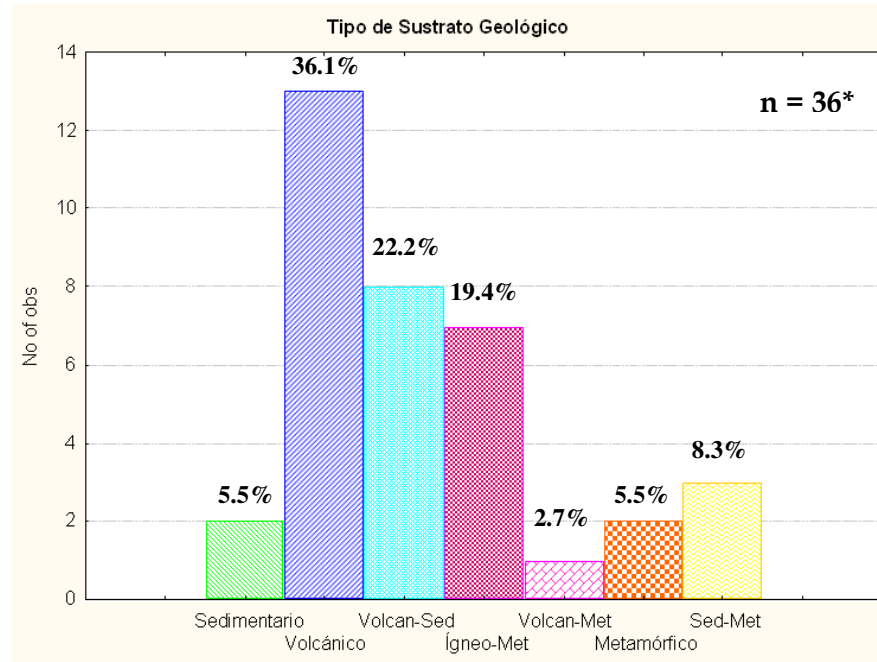


Fig. 8. Clasificación de los campos geotérmicos de los datos *OUTLIERS* de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentran. *Aquí están representados solo 36 de los 38 datos desviados, debido a que no se encontró información geológica referente al campo geotérmico de Lafayette, Estados Unidos, del cual se tienen dos datos desviados en la base de datos. Abreviaturas: Volcan-Sed = Volcánico-Sedimentario, Ígneo-Met = Ígneo-Metamórfico, Volcan-Met = Volcánico-Metamórfico, Sed-Met = Sedimentario-Metamórfico.

En la figura 8 solo se pudieron representar 36 de los 38 datos *OUTLIERS*. Esto se debió a que no se encontró información suficiente sobre la geología del campo geotérmico de Lafayette, ubicado en California, Estados Unidos y del cual se encuentran dos pozos en el grupo de *OUTLIERS*. Se observó que en general, en la literatura internacional se cuenta con muy poca información acerca de este campo.

En la figura 9 se muestran de manera más detallada los tipos de rocas que constituyen los sustratos geológicos de los campos geotérmicos mostrados en la figura 8. A pesar de que se trató de hacer la clasificación del tipo de roca de los campos geotérmicos lo más detallada y específica posible, no fue siempre posible obtener información detallada de las rocas en las que fueron construidos los pozos geotérmicos. La información que se presenta en el histograma de la figura 9 corresponde en su mayoría a descripciones generales de la estratigrafía de los campos geotérmicos estudiados; es decir, no se puede

confirmar la presencia o ausencia de estas rocas en cada pozo en particular del grupo de datos *OUTLIERS*.

Geología (Tipo de roca)

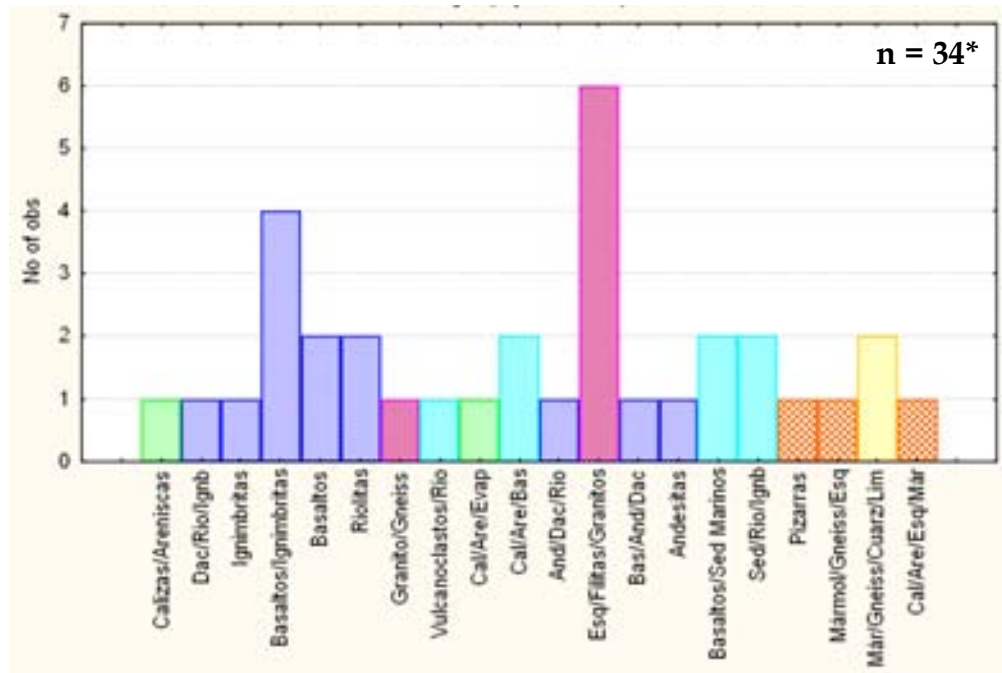


Fig. 9. Histograma donde se desglosa el tipo de roca del sustrato geológico de los pozos referidos como *OUTLIERS*; los colores asignados a cada asociación de rocas, corresponden a los que se utilizaron en la figura 8. *Se representan solo 34 de los 36 datos desviados debido a la falta de información geológica de los campos geotérmicos Lafayette en Estados Unidos y el de Seltjnes en Islandia; además, se omitió el dato EQ3/6 (10) (Giannelli & Scandiffio, 1989) ya que éste es resultado de una modelación geoquímica de un fluido geotérmico y no se trata de la composición de un fluido geotérmico natural. Abreviaturas: Bas = Basalto, And = Andesita, Dac = Dacita, Rio = Riolita, Ignb = Ignimbrita, Sed = Sedimentos, Lim = Limolita, Cal = Caliza, Are = Arenisca, Evap = Evaporita, Esq = Esquisto, Már = Mármol, Cuarz = Cuarzita.

La figura 9 muestra que en muchos campos geotérmicos se presentan asociaciones complejas de rocas. Estas asociaciones van desde rocas volcánicas en una serie de composición similar (p.ej., serie ácida, Dacitas-Riolitas-Ignimbritas) hasta rocas con composiciones químicas totalmente opuestas, como por ejemplo, Basaltos-Ignimbritas, e incluso presencia de tipos diferentes de rocas encontradas en un mismo campo geotérmico (p.ej., esquistos-filitas-granitos).

Para comparar el tipo de rocas presente en los pozos discordantes con los pozos que no fueron *outliers* se realizó un histograma (Fig. 10) con los datos de la versión final de la *NBDGM* reportada por Díaz González (2008). En la figura 10 se observa la distribución de los datos de acuerdo al tipo de sustrato geológico de 317 de los 342 datos por los que está conformada la *NBDGM*, tal como se hizo con los datos del grupo de *OUTLIERS*. En esta figura solo se

presentan 317 de los 342 datos debido a que durante el análisis de la información recabada para esta investigación, se determinó que algunos datos estaban repetidos, que algunos otros pertenecían a fluidos de manantiales termales y no a pozos geotérmicos, o bien debido a que no se encontró información geológica suficiente de algunos sistemas geotérmicos como para clasificarlos. En esta figura se nota una predominancia de los sustratos volcánicos para los pozos de la NBDGM.

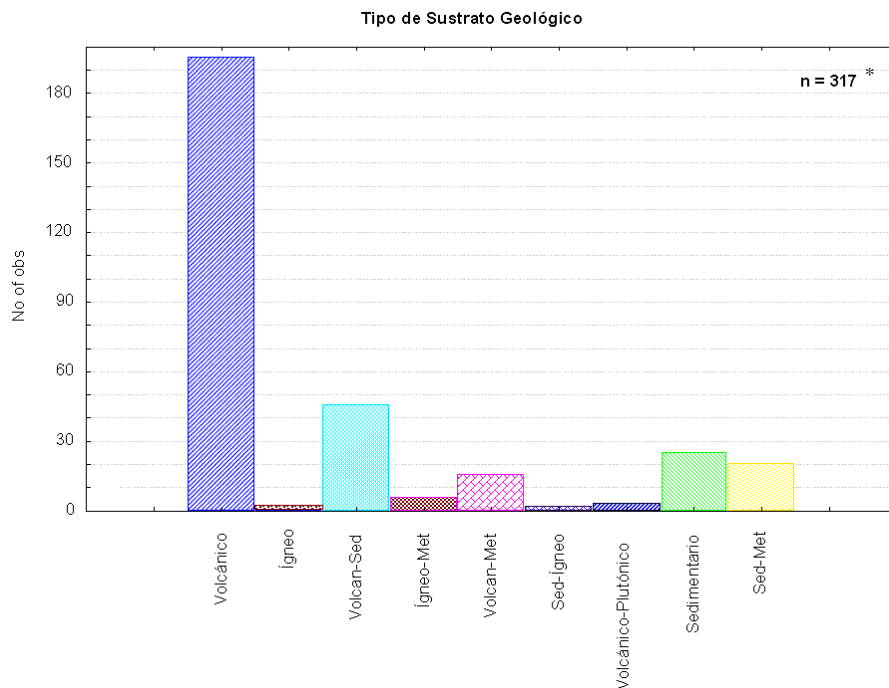


Fig. 10. Clasificación de los campos geotérmicos de los pozos de la NBDGM (no OUTLIERS), de acuerdo al sustrato geológico sobre el que se encuentran. *Se representaron 317 de los 342 datos originales con los que cuenta la NBDGM (ver detalles en el texto). Abreviaturas: Volcan-Sed = Volcánico-Sedimentario, Ígneo-Met = Ígneo-Metamórfico, Sed-Ígneo = Sedimentario-Ígneo, Sed-Met = Sedimentario-Metamórfico.

En la figura 11 se presentan de forma detallada los tipos de rocas que conforman los sustratos representados en la figura 10. A diferencia de la figura 9, donde las asociaciones de rocas ígneas (volcánicas e intrusivas) y metamórficas prevalecían sobre las demás, en la figura 11 se observa que la mayoría de las rocas son volcánicas y en menor medida, se presentan asociaciones de rocas ígneas o sedimentarias con rocas metamórficas.

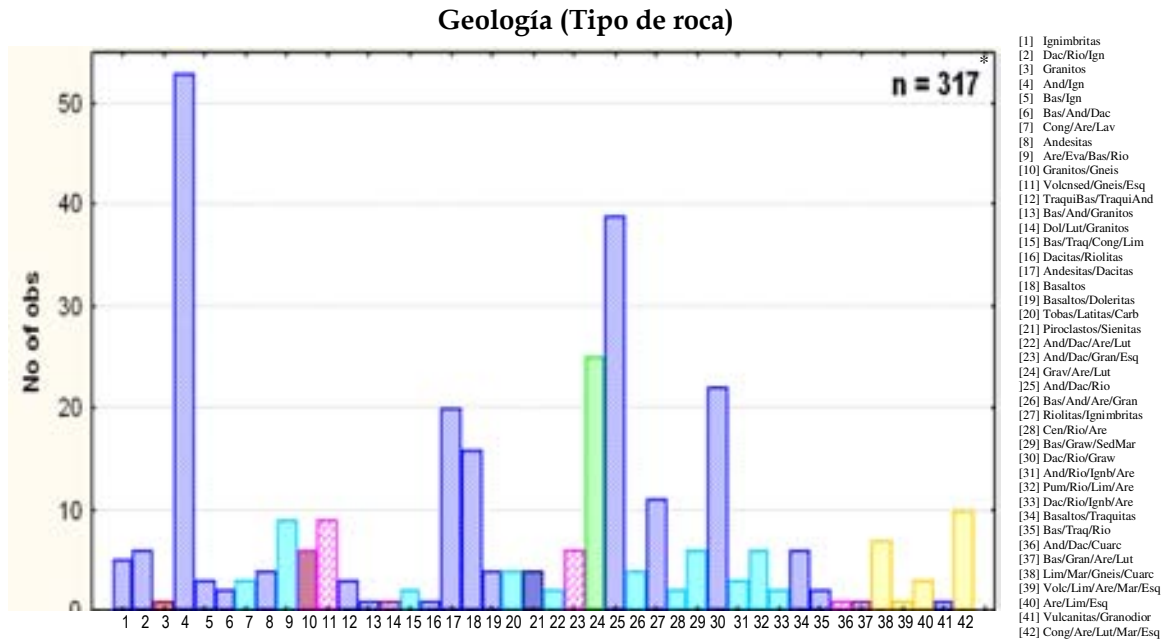


Fig. 11. Histograma donde se desglosa el tipo de roca del sustrato geológico de la NBDGM (no OUTLIERS). *Se representaron 317 de los 342 datos originales con los que cuenta la NBDGM (ver texto). Los colores asignados a cada asociación de rocas, corresponden a los que se utilizaron en la figura 10. Abreviaturas: Lav = Lavas, Bas = Basalto, And = Andesita, Dac = Dacita, Rio = Riolita, Ign = Ignimbrita, Traq = Traquita, TraquiBas = Traquibasalto, TraquiAnd = Tranquiandesita, Granodior = Granodiorita, Volc = Volcanoclastos, Pum = Pumicita, Cen = Cenizas, Gran = Granito, Volcensel = Volcanosedimentos, Sed = Sedimentos, SedMar = Sedimentos marinos, Cong = Conglomerado, Grav = Gravas, Lim = Limolita, Dol = Dolomita, Lut = Lutita, Carb = Carbonatos, Cal = Caliza, Are = Arenisca, Evap = Evaporita, Graw = Grawaca, Esq = Esquisto, Mar = Mármol, Cuarc = Cuarcita.

◆ Características del factor temperatura de los datos OUTLIERS

Los datos desviados (OUTLIERS) pueden ser clasificados usando el parámetro de la temperatura como fluidos de alta, mediana o baja temperatura (ver Fig. 12). Los datos de temperatura representados en el histograma de la figura 12 son los reportados en los artículos originales con los que Díaz González (2008) elaboró la base de datos; por lo tanto, la clasificación de los datos propuesta para este trabajo por intervalo de temperatura corresponde a la temperatura de los fluidos medida en los pozos y no a la temperatura estimada de los campos geotérmicos (p. ej., por medio de geotermómetros químicos).

Como se observa en la figura 12, solo 4 de los 38 fluidos pertenecientes al grupo de OUTLIERS reportan altas temperaturas, 12 mediana temperatura, y la mayor parte de los fluidos (21) reportan fluidos de baja temperatura. Esto concuerda con las observaciones hechas por Díaz-González et al. (2008), respecto a que la NBDGM presenta escasez de datos en el intervalo de baja y mediana temperatura, ya que después de haber eliminado los valores desviados (OUTLIERS) de la base de datos NBDGM, la versión final de ésta contó con un

total de 18 datos de fluidos de baja temperatura (< 150 °C), 153 de mediana (entre 150 y 250 °C) y 146 de alta temperatura (> 250 °C).

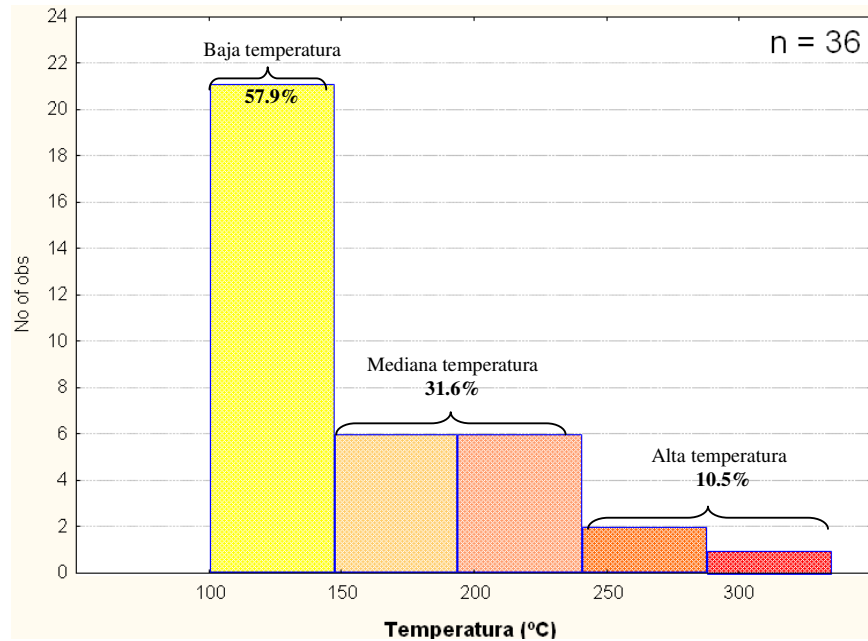


Fig. 12. Histograma de los datos OUTLIERS, agrupados de acuerdo a su temperatura: pozos de alta (>250 a más de 300 °C), mediana (entre 150 a 250 °C) o baja temperatura (<150 °C).

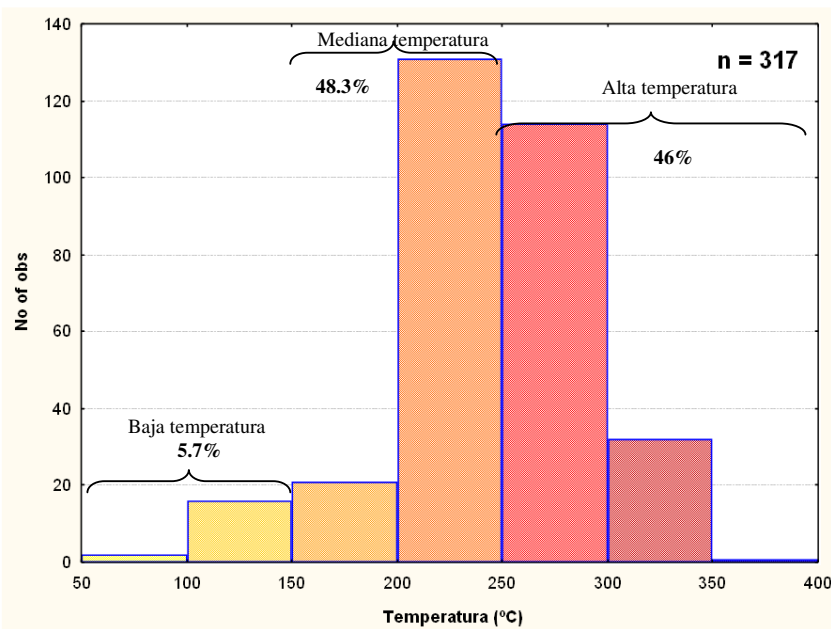


Fig. 13. Histograma del comportamiento térmico de los pozos geotérmicos que componen la NBDGM (Díaz González, 2008; Díaz-González et al., 2008) utilizada para este estudio.

Con la información obtenida en la figura 13, se comparó la distribución de las temperaturas de los pozos presentes en el grupo de los OUTLIERS con respecto a la de los datos de la NBDGM, observándose en éstos últimos que la

mayor parte (94.3%) caen dentro del intervalo de temperatura intermedia a alta (>200 °C).

5.3 Descripción geológica de los campos geotérmicos clasificados como *OUTLIERS*

A fin de describir el análisis geológico realizado a los datos de los fluidos del grupo de *OUTLIERS*, a continuación se mencionarán aspectos geológicos relevantes para cada campo, ordenados de acuerdo al tipo de sustrato geológico principal y a la temperatura reportada para sus fluidos. De esta manera, se describirán primero los campos volcánicos iniciando con los de baja temperatura, posteriormente los de mediana y finalmente los de alta temperatura.

Cabe mencionar que a pesar de no haber encontrado información acerca de la geología o mineralogía de los pozos del campo geotérmico de Lafayette, Estados Unidos, en la siguiente descripción se hará mención de los mismos, ya que se observó que la composición química de los fluidos reportada para este campo es muy completa. Por esta razón, estos datos fueron utilizados en la etapa de modelación química y análisis estadístico. Por el contrario, durante esta descripción se omitió el dato "Well 4" de la localidad de Seltjarnarnes en Islandia (Arnórsson et al., 1983b; Kühn, 2004), ya que éste se compiló dos veces en el grupo de *OUTLIERS*; además se comprobó que la composición química y la temperatura de los fluidos reportados corresponden a un manantial termal y no a un pozo geotérmico.

5.3.1 Campos volcánicos

Los campos que yacen sobre rocas volcánicas, ya sean básicas o ácidas, de temperatura baja (100 - 150 °C) son: el campo de Nisyros en Grecia, los campos de Gunung-Salak y Wayang-Windú en Indonesia, el campo de Aluto-Langano en Etiopía, el campo de Seltjarnarnes en Islandia, y el de Rotorua en Nueva Zelanda.

Para el pozo del campo geotérmico de Nisyros, Grecia, solo se pudo recopilar información referente a la geología regional del área y algunos datos geoquímicos. Este sistema, como muchos otros sistemas geotérmicos que yacen en rocas volcánicas, está asociado a un edificio volcánico cuyos productos de composición intermedia a ácida han cubierto una serie de rocas sedimentarias de probable origen marino (Tibaldi et al., 2008). La ubicación de la isla de Nisyros en el mar Mediterráneo provoca un importante proceso de mezcla entre el fluido en el reservorio geotérmico y el agua de mar (Kavouridis et al., 1999). Este proceso es probablemente la causa de que el fluido de este pozo

presente una composición química anómala y por lo tanto un comportamiento desviado con respecto a la tendencia general del geotermómetro de Na/K.

Un fenómeno de mezcla de fluidos similar entre las aguas profundas y el agua marina se presenta en la mayoría de los campos geotérmicos ubicados cerca de las costas de Islandia, como por ejemplo, el campo de Seltjarnarnes. De ahí radican las altas concentraciones de Cl, SO₄ y Ca (Arnórsson et al., 1983b).

Los pozos de Indonesia incluidos en el grupo de *OUTLIERS* corresponden a dos localidades diferentes pero cercanas una a la otra: el campo geotérmico de Gunung-Salak, conocido como Awibengkok, y el campo de Wayang-Windú. Éstos son campos volcánicos predominantemente andesíticos con una evolución química hacia rocas más ácidas (Acuña et al., 2008; Bogie et al., 2008). Sus fluidos geotérmicos muestran evidencias de un proceso de mezcla entre el fluido del reservorio y aguas subterráneas superficiales (Acuña et al., 2008; Bogie et al., 2008). Es este proceso de mezcla probablemente, la razón del comportamiento anómalo de estos datos con respecto a la tendencia general del geotermómetro de Na/K. No obstante, para comprobar esta hipótesis se necesitaría contar con los datos de composición química tanto de las aguas meteóricas de la zona, como del fluido geotérmico profundo para poder calcular el porcentaje de cada uno de los componentes en el fluido mezclado final. Desafortunadamente, la información necesaria para llevar a cabo dicho cálculo no se encuentra disponible en la literatura.

El campo geotérmico de Rotorua en Nueva Zelanda se ubica en el interior de una caldera de volcanismo riolítico, a la cual se asocia el fenómeno termal del campo (Wood, 1992). La mayor parte de los pozos explotados comercialmente en este campo han producido sus fluidos a partir de los primeros 40 m de profundidad, donde predomina una riolita pumicítica y la cual, en teoría, debería contener feldespato potásico (sanidino) y feldespato sódico (albita). Sin embargo, la composición química y mineralógica de las riolitas pumicíticas de este campo no ha sido reportada, por lo que resulta difícil conocer la razón por la cual estos datos fueron clasificados como *OUTLIERS*. Giggenbach & Glover (1992) mencionan que para este campo existen evidencias de un proceso de dilución de las aguas geotérmicas con fluidos meteóricos someros; sin embargo, la información geológica y geoquímica proporcionada no es suficiente para su validación.

Por último, se tiene el pozo de baja temperatura "La-2" del campo geotérmico de Aluto-Langano en Etiopía. Este campo se encuentra emplazado en flujos de lava basáltica y rocas piroclásticas que cubren un basamento de ignimbrita (Gianelli & Teklemariam, 1993). Los fluidos descargados por los pozos de este campo no alcanzaron el equilibrio químico total con las rocas del reservorio (Gianelli & Teklemariam, 1993). Gianelli & Teklemariam (1993) reportan que estos fluidos presentan un equilibrio parcial probablemente

debido a un proceso de dilución del fluido geotérmico con aguas meteóricas (Teklemariam et al., 1996).

Los campos que yacen en un sustrato predominantemente volcánico y cuyos fluidos presentan una temperatura medida entre 150 °C y 250 °C dentro del grupo de *OUTLIERS* son: el campo geotérmico de El Tatio en Chile, y los fluidos de dos pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano en Etiopía.

Los pozos "Well 3" y "Well 4" del campo geotérmico de El Tatio en Chile muestran una estratigrafía volcánica de composición intermedia a ácida, marcada por la presencia de andesitas, dacitas e ignimbritas (Ellis & Mahon, 1977). La composición química de los minerales presentes en estas rocas (andesina, las plagioclasas y la biotita) es rica en Na y K, por lo que se presume que el aspecto geológico-mineralógico no representa la causa más probable por la cual los fluidos de estos pozos fueran identificados como datos desviados con respecto al geotermómetro de Na/K. Giggenbach (1978) reporta que estos fluidos parecen estar en equilibrio térmico y químico entre las rocas del reservorio y el fluido que circula por éstas. La causa más probable del comportamiento discordante de estos fluidos es un proceso de dilución o mezcla, tal como lo han reportado Cusicanqui et al. (1975), Ellis & Mahon (1977) y Giggenbach (1978).

Por otro lado, los pozos "La-4" y "La-7" del campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía, también presentan temperaturas intermedias y se encuentran emplazados en rocas volcánicas consistentes de flujos lávicos de composición básica y piroclastos, las cuales a su vez, cubren el basamento terciario ignimbrítico (Gianelli & Teklemariam, 1993). Las rocas que componen el yacimiento presentan minerales como sanidino, cuarzo, anfíbol, plagioclasa, feldespatos, olivinos, piroxenos y algunos óxidos de hierro (Gianelli & Teklemariam, 1993), cuyas composiciones químicas ricas en componentes sódicos y potásicos deberían satisfacer las reacciones químicas de equilibrio en las que se fundamenta el geotermómetro de Na/K.

Endeshaw (1988) y Gianelli & Teklemariam (1993) reportan que de forma particular, los fluidos provenientes de los pozos "La-4" y "La-7" probablemente se encuentran en un equilibrio parcial debido a un proceso de mezcla o dilución de los fluidos originales durante su ascenso a la superficie. Por lo tanto, las temperaturas medidas en dichos pozos no reflejan realmente la temperatura de fondo del yacimiento, y en consecuencia, éstos fueron identificados como *OUTLIERS* con respecto al geotermómetro de Na/K por Díaz González (2008).

Un tipo de sustrato geológico con características muy particulares identificado durante el análisis de los sistemas geotérmicos es aquel que presentó tanto rocas volcánicas como sedimentarias dentro de una misma área, el cual fue identificado como una asociación geológica volcánico-sedimentaria (Figs. 8 y 10). A esta asociación pertenecen los campos geotérmicos de Cove

Fort Sulphurdale en el oeste de Estados Unidos, el campo geotérmico del Parque Nacional de Yellowstone también en Estados Unidos y el campo de Tauhara en Nueva Zelanda. Los fluidos estudiados de estos campos, se ubican dentro del intervalo de temperatura intermedio.

Los pozos THM1 y THM2 del campo geotérmico de Tauhara, Nueva Zelanda, presentan una estratigrafía bastante compleja que consta de unidades volcánicas de composiciones químicas diversas, las cuales a su vez cubren rocas sedimentarias de origen lacustre (Henley & Stewart, 1983). En el basamento se encuentra la denominada Formación Huka Falls que consiste de rocas sedimentarias y limolitas; ésta se encuentra cubierta por una toba de lapilli y sobre ésta se tiene una riolita que forma el domo de Tauhara; la estratigrafía más superficial abarca brechas pumicíticas y tobas (Henley & Stewart, 1983).

De acuerdo al análisis de la geología reportada para estos pozos (Henley & Stewart, 1983; Graham & Worthington, 1988; Rosenberg et al., 2009), se determinó que el factor geológico (tipo de rocas y asociaciones minerales) no era la principal causa por la cual los fluidos de los pozos "THM1" y "THM2" del campo de Tauhara habían sido identificados como *OUTLIERS* en el estudio realizado por Díaz González (2008). Sin embargo, Henley & Stewart (1983) sugieren que los fluidos descargados por estos pozos son aguas calentadas por vapor que presentan un alto contenido en SO_4^{2-} y HCO_3^- . Asimismo, reportan que los geotermómetros alcalinos aplicados a estas aguas normalmente estiman temperaturas mayores a las medidas.

El campo de Cove Fort Sulphurdale en Estados Unidos es bien conocido por la presencia de numerosas fumarolas y azufre nativo en superficie (Moore et al. 2000). Las rocas del reservorio consisten de calizas y areniscas cubiertas por tobas y flujos de lava basáltica relacionados con el volcán Cove Fort (Moore et al., 2000). Las rocas más antiguas fueron intrusionadas por cuarzo-monzonita y diques de latita; las calizas que se encuentran alrededor de estas rocas ígneas han sido termalmente metamorfoseadas (Moore et al., 2000). De acuerdo al análisis de los aspectos geológicos-mineralógicos y geoquímicos de este sistema, se considera que el metamorfismo que sufrieron las rocas no es la razón por la cual los fluidos de este campo se comportan como *OUTLIERS*. De acuerdo a Moore et al. (2000), el agua y el vapor descargados por los pozos de este campo podrían ser de origen principalmente meteórico. Desafortunadamente, no se cuenta con más información acerca de la composición química de las rocas ni de los fluidos meteóricos del área de Cove Fort Sulphurdale para poder confirmar esta teoría y determinar el grado de mezcla de los fluidos.

Otro de los campos geotérmicos clasificado como del tipo volcánico-sedimentario referidos en esta sección, es el campo geotérmico de Yellowstone, también ubicado en Estados Unidos. El reservorio de este campo se encuentra emplazado en gruesas secuencias de flujos de lava riolítica y ceniza volcánica,

además de presentar capas de areniscas volcanoclásticas y unidades sedimentarias menos potentes (Fournier, 1989). De acuerdo a la composición química que presentan los minerales de las rocas que componen este campo es difícil discernir si la geología es la causa por la cual los fluidos de los pozos “Y-3” y “Y-8” del campo de Yellowstone fueron identificados como *OUTLIERS* durante el estudio realizado por Díaz González (2008).

Por último, los únicos pozos del grupo de *OUTLIERS* que presentan fluidos con una temperatura medida mayor a los 250 °C ubicados en un campo con sustrato geológico de tipo volcánico, son el pozo “La-6” y el “La-8” pertenecientes al campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía. Debido a que en los párrafos anteriores se ha descrito las características geológicas y geoquímicas que presenta el campo de Aluto-Langano, a continuación, sólo se describirá el análisis geológico hecho a los pozos “La-8” y “La-6”. Éstos últimos presentan evidencias de mezcla de fluidos de circulación profunda con aguas someras, además de que ambos son pozos productores de vapor (Gianelli & Teklemariam, 1993). El pozo “La-8” es probablemente alimentado por dos acuíferos de composición diferente (Gizaw, 1993), por lo que difícilmente reflejaría la temperatura original del yacimiento. En cambio, a pesar de que el fluido del pozo “La-6” procede de un acuífero profundo, tampoco refleja la composición original de éste, ya que durante su ascenso hacia la superficie, éstos reciben un flujo lateral de aguas más frías, alterando la composición química de los mismos (Gizaw, 1993).

5.3.2 Campos sedimentarios

Para describir las características geológicas analizadas en este estudio se agrupó a los campos geotérmicos que yacen en sustratos geológicos sedimentarios de acuerdo al intervalo de temperatura que presentaban. Solo dos campos presentaron estas características y ambos son de baja temperatura: el campo geotérmico de la cuenca de Salt Dome, en Estados Unidos, y el campo geotérmico de Hamburg, en Alemania.

El pozo denominado Allermöhe, del campo geotérmico de Hamburg en Alemania, ha sido estudiado recientemente por Kühn & Günther (2003, 2007) debido al fenómeno de reducción de porosidad asociado a la precipitación de anhidrita, problema que se ha presentado desde su perforación. Dichos autores han tratado de explicar este fenómeno mediante modelos geoquímicos y de transporte.

La región de Allermöhe se caracteriza por la presencia de calizas masivas de gran espesor que sepultan los acuíferos albergados en la Formación de Areniscas Rhaetian (Kühn & Günther, 2003). La columna estratigráfica del pozo Allermöhe consiste de sedimentos, areniscas, rocas arcillosas, calizas, margas, limolitas, dolomitas y capas de sal y anhidrita, resultado de las estructuras

dómicas salinas o diapiros de sal presentes en la zona (Kühn & Günther, 2007). Esta manifestación salina puede ser la causa principal por la cual el fluido de este pozo haya sido identificado como discordante en el estudio de Díaz González (2008), ya que el acuífero del sistema geotérmico puede estar contaminado por la intrusión salina.

El campo geotérmico de la cuenca Salt Dome del Mississippi contiene más de 8000 m de rocas sedimentarias carbonatadas, siliciclásticas y evaporitas, además de otros 2000 m de areniscas y pizarras continentales del Paleógeno (Kharaka et al., 1987). Esta situación geológica, junto con la presencia de domos salinos ampliamente distribuidos en el área, nos permitió inferir que al igual que el pozo Allermöhe, la alta concentración de sal en el subsuelo está afectando de manera importante la composición química original del fluido geotérmico del pozo "WI Wes 6-11".

Durante el análisis geológico de la información se observó que tres campos geotérmicos, específicamente el de Balcova-Narlidere y Seferihisar en la localidad de Izmir, Turquía, así como el campo de Germencik en la localidad de Aydin, presentaban un sustrato geológico asociado tanto a rocas sedimentarias como a metamórficas, por lo que se les clasificó como campos Sedimentarios-Metamórficos, de baja temperatura para el área de Izmir, y de temperatura intermedia para el área de Aydin.

Turquía geológicamente consiste de varios microcontinentes (Mutlu & Gülec, 1998). El basamento metamórfico pre-Mesozoico es cubierto tectónicamente por rocas ofiolíticas del Mesozoico, las cuales representan los remanentes del piso oceánico del Mar de Tetis (Mutlu & Gülec, 1998). En particular, el área geotérmica de Balcova-Narlidere cuenta con una secuencia estratigráfica que consiste de un flysch cretácico, conocido como el Flysch Izmir (una secuencia de areniscas, esquistos arcillosos, filitas, calizas, granodioritas, serpentinitas y diabasas), rocas volcánicas del Plioceno, brechas de talus y aluvión de edad Cuaternaria (Aksoy et al., 2008).

Por lo que respecta al campo geotérmico Seferihisar, el área está dividida por cuatro grupos principales de rocas (Tarcan & Gemici, 2003): 1) la melange Bornova del Cretácico-Paleoceno Superior (Erdoğan, 1990), que consiste de conglomerados intracapa, pizarras arenosas, lentes de caliza y cuerpos de serpentinitas y calizas; 2) los sedimentos terrígenos del Neógeno, de origen lacustre y aluviales con intercalaciones de conglomerado, arenisca, lutita y lentes de margas y calizas; 3) los vulcanogénicos riolíticos del Mioceno; y 4) el aluvión cuaternario hecho de sedimentos granulares no consolidados. Todas estas unidades cubren en su totalidad al basamento de rocas metamórficas conocido como el Basamento Menderes, que consiste de esquistos y mármoles del Precámbrico (Dora et al., 1997).

Todos los fluidos geotérmicos del área de Izmir presentan un alto contenido de Ca (Tarcan & Gemici, 2003), razón por la cual los fluidos de este sistema podrían ocasionar el carácter de valor desviado con respecto al geotermómetro de Na/K. Otra posibilidad para explicar esta característica es que, de acuerdo a Tarcan & Gemici (2003), el reservorio se encuentra emplazado en las rocas metamórficas del basamento, las cuales por su naturaleza son pobres en feldespatos alcalinos. Debido a ello, es muy probable que las reacciones químicas entre feldespatos alcalinos necesarias para alcanzar el equilibrio entre el fluido y las rocas del reservorio no se lleven a cabo, y por lo tanto, la aplicación del geotermómetro Na/K a estos fluidos no sea del todo correcta.

En el área de Aydin, al oeste de Anatolia, Turquía, las rocas del reservorio consisten de mármoles, gneises y cuarcitas de los macizos de Menderes y Kazdag, las cuales son cubiertas por limolitas del Mesozoico y unidades vulcano-sedimentarias del Neógeno (Mutlu & Gülec, 1998). En esta área se encuentra ubicado el campo de Germencik. Las aguas descargadas por el pozo "OB-1" de este campo caen dentro del área de aguas parcialmente equilibradas en el diagrama ternario de Giggenbach según lo reportan Mutlu & Gülec (1998); sin embargo, no se existe información que reporte evidencias de alguna intrusión marina en el reservorio o algún otro tipo de mezcla.

5.3.3 Campos metamórficos

Los campos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS* que yacen en sustratos geológicos con rocas predominantemente metamórficas son los campos de Chingshui y Tuchang en Taiwán, China. Ambos caen dentro del intervalo de temperatura medida intermedia (menos de 200 °C).

El basamento del terreno metamórfico de la cordillera central de Taiwán consiste de mármoles del Paleozoico-Mesozoico, gneises y esquistos verdes y negros, anfibolitas y serpentinitas (Chen, 1985). Este basamento se encuentra cubierto por una secuencia Cenozoica de meta-areniscas y pizarras (Chen, 1985). Las concentraciones de Na, K, Mg y Ca de las aguas descargadas por los pozos de esta área están controladas principalmente por las solubilidades de la albita, moscovita, clorita y calcita, respectivamente, minerales comunes en las rocas de la región (Chen, 1985).

A pesar de que existen minerales que contienen iones de Na⁺ y K⁺ para efectuar las reacciones de intercambio químico entre los fluidos geotérmicos y las rocas de estos campos, aparentemente el equilibrio no es alcanzado, ya que la composición química de los fluidos y la temperatura medida en ellos no guarda la relación esperada por el geotermómetro Na/K. La información recabada de estos sistemas no es suficiente para determinar las causas por las cuales los fluidos de estos sistemas fueron identificados como discordantes por Díaz González (2008).

Otra asociación geológica particular observada en este estudio fue la de los campos geotérmicos de Puga en la India y el campo geotérmico de Roosevelt Utah en los Estados Unidos, cuyo sustrato geológico incluye rocas de composición ígnea-plutónica y rocas metamórficas.

La geología del Valle de Puga, India, está caracterizada por una paragénesis Precámbrica de esquistos y filitas entre capas de limolita, que a su vez son intrusionadas por granitos, además de contener anfibolitas, serpentinitas y venas de cuarzo-turmalina de probable edad Paleozoica (Saxena & D'Amore, 1984).

Todos los pozos del campo geotérmico de Puga presentan temperaturas menores a 150 °C y la mayoría de ellos presentan bajos contenidos de Ca, K y Mg. No obstante, la composición química de los fluidos del sistema geotérmico de Puga, sugiere una probable circulación de éstos a través del basamento esquistoso-cuarcítico, el cual contiene cuarzo, feldespatos potásico e illita, y en los terrenos arcillosos que contienen montmorillonita e illita, todos éstos minerales ricos en K^+ y Al^{+++} (Saxena & D'Amore, 1984). Desafortunadamente, no existe suficiente información geológica de la zona publicada como para analizar detalladamente el sistema geotérmico de Puga y poder así determinar porqué los fluidos de este campo fueron identificados como *OUTLIERS* en el estudio de Díaz González (2008).

Por otro lado, el área geotérmica de Roosevelt Hot Springs, en Estados Unidos, está compuesta principalmente por un complejo intrusivo de rocas de composición ácida a intermedia, representado por un granito de grano fino a medio y diques de composición intermedia a máfica, estos diques intruyen a su vez a una granodiorita (Parry et al., 1980).

La composición química de los fluidos en el campo geotérmico de Roosevelt, sugiere que éstos se derivan de un reservorio común y que las variaciones en su composición son debidas a un proceso de alto grado de mezcla entre los fluidos geotérmicos y las aguas subterráneas de la zona, las cuales están enriquecidas en Ca, Mg, Fe, SO_4 y HCO_3 , pero empobrecidas en Na, K, F y Cl (Capuano & Cole, 1982). Tal es el caso del pozo "Utah State 9-1", el cual es un pozo no productor perteneciente al grupo de *OUTLIERS* cuyo comportamiento discordante es debido a este fenómeno de mezcla.

5.4 Relaciones mineralógicas y geoquímicas

Con la investigación bibliográfica realizada de los sistemas geotérmicos se logró hacer también un análisis de la mineralogía de alteración reportada para los pozos del grupo de *OUTLIERS* (ver Apéndice I). Este análisis se efectuó de acuerdo a los grupos mineralógicos o asociaciones de minerales más comunes en los sistemas hidrotermales. La información recopilada sobre la mineralogía

de alteración será comparada en el capítulo 6 con los resultados obtenidos a partir de la modelación geoquímica descrita en el siguiente capítulo.

Las fórmulas químicas de los minerales presentados en las figuras 14, 15, 16 y 17 están descritas en la Tabla A (páginas v y vi).

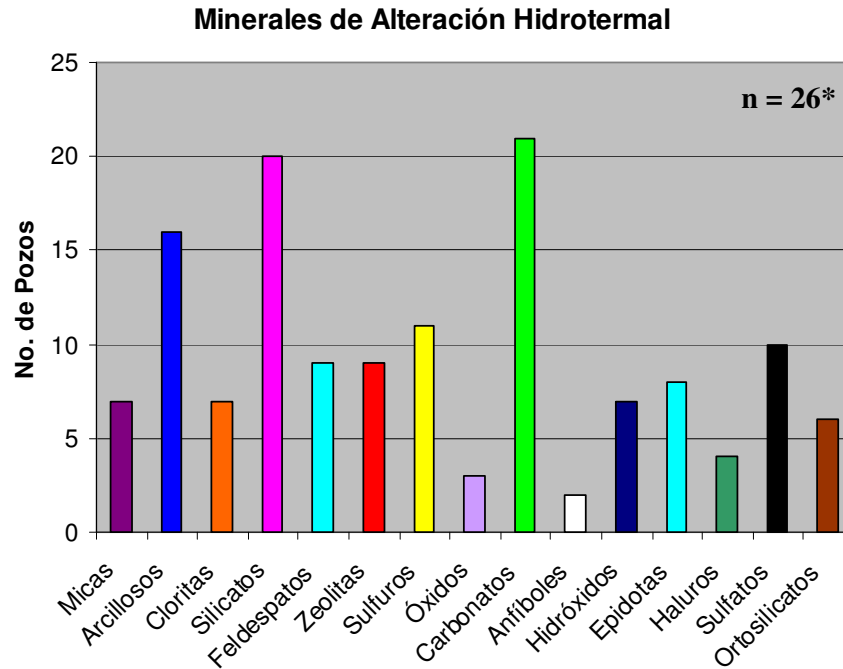


Fig. 14. Histograma de los minerales de alteración reportados para los pozos del grupo de *OUTLIERS*. *Solo se pudo recopilar información de 26 de las 34 muestras con las que se trabajó en este estudio. Para este histograma se tomó la nomenclatura mineral reportada en los trabajos originales.

La mineralogía de alteración que predomina en los campos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS* son los carbonatos, seguidos del grupo de los silicatos y minerales arcillosos (Figura 14). Estos conjuntos de minerales son comunes en las zonas de alteración hidrotermal de los campos de baja temperatura (Alfaro Valero, 2005).

En la figura 15 se muestran de forma desglosada los minerales reportados para el grupo de las micas, el grupo de los minerales arcillosos, el de los feldespatos y el de las cloritas (A, B, C y D, respectivamente). En cada una de las gráficas aparecen diferentes valores para n , ya que éste depende del número de datos en los que se reportaron dichos minerales.

Los pozos que presentan minerales de alteración del grupo de las micas (Fig. 15A) son: los pozos "La-6" y "La-7" del campo geotérmico de Aluto-Langano donde se reporta la presencia de biotita (Teklemariam et al., 1996), así como también el "R-662" del campo de Rotorua (Giggenbach & Glover, 1992). La sericita está reportada para el campo de Gunung-Salak en Indonesia (Hulen et al., 2000) y el pozo "Utah State 9-1" del campo geotérmico de Roosevelt Utah

(Capuano & Cole, 1982). El único pozo donde se reporta la presencia de celadonita, que es una mica muy rara en sistema hidrotermales, es el pozo “Y-8” del campo geotérmico de Yellowstone (Dobson et al., 2003). Asimismo, para el pozo “Y-3” del mismo campo, reportan la presencia de micas (Dobson et al., 2003) mas los autores no establecen exactamente de cuál tipo.

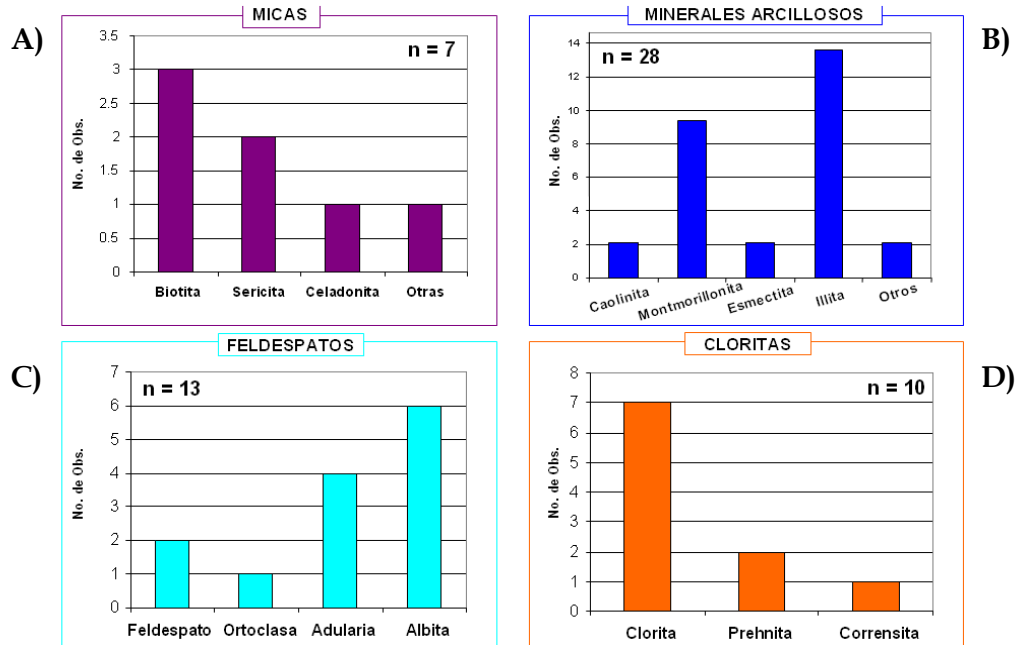


Fig. 15. Mineralogía de alteración reportada para algunos de los pozos del grupo de OUTLIERS, donde n es el número de datos de pozos donde están reportados dichos minerales.

En la figura 15B se observa que la mayor parte de los minerales arcillosos de alteración reportados en el grupo de OUTLIERS corresponden específicamente al mineral illita, el cual aparece en todos los pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano (Teklemarian et al., 1996), en los pozos del campo de Puga (Saxena & D’Amore, 1984) y en los campos geotérmicos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008).

Por otro lado, el mineral montmorillonita aparece reportado de igual forma para todos los pozos del campo de Puga (Saxena & D’Amore, 1984), para el pozo “La-4” del campo de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996) y para los pozos “Y-8” (Dobson et al., 2003) y Utah State 9-1 de Estados Unidos (Capuano & Cole, 1982).

El mineral esmeclita está reportado sólo en los pozos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008), y la caolinita para el pozo de “W 13” de Wayang-Windú (Bogie et al., 2008) y para el pozo “Utah State 9-1” (Capuano & Cole, 1982).

Los minerales arcillosos clasificados como “otros” en la gráfica B de la figura 15, se refieren a que en los pozos “Y-3” y “Utah State 9-1” de Estados Unidos, se

reporta la presencia de minerales arcillosos de alteración hidrotermal, mas no definen el tipo de mineral arcilloso (Capuano & Cole, 1982; Dobson et al., 2003).

En la figura 15C se desglosan los minerales de alteración pertenecientes al grupo de los feldespatos. Dentro de éstos, los minerales que más se han reportado son la albita y la adularia, casi todos presentes en los pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996), y en el pozo "W12" del campo de Gunung-Salak en Indonesia (Hulen et al., 2000). Los feldespatos de alteración están reportados solo para los pozos "Y-3" (Dobson et al., 2003) y Utah State en Estados Unidos (Capuano & Cole, 1982); mientras que la ortoclasa está presente solo en el pozo "W13" de Wayang-Windú en Indonesia (Bogie et al., 2008).

Cabe mencionar que los minerales albita y feldespato reportados aquí como minerales de alteración, conservan un cierto grado de incertidumbre, ya que en los artículos de donde se tomó dicha información no se especifica si se trata de minerales primarios o secundarios.

Para el grupo de las cloritas, representado en la gráfica D de la figura 15, el mineral con mayor presencia es la clorita, reportada en la mayor parte de los pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano, a excepción del pozo "La-2" (Teklemariam et al., 1996), así también como en los pozos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008) y el pozo "Utah State 9-1" de Estados Unidos.

La prehnita, mineral perteneciente al grupo de las cloritas, está reportada sólo en los pozos "La-6" de Aluto-Langano y "W13" de Wayang-Windú (Bogie et al., 2008). La corrensita, que es un tipo de clorita muy particular y raro en sistemas hidrotermales, aparece como mineral de alteración en el pozo "W13" del campo geotérmico de Wayang-Windú (Bogie et al., 2008). Ésta es una de las pocas regiones del mundo donde se tiene reportada la presencia de este mineral (Li et al., 1997; Simpson et al., 2001; Simpson & Mauk, 2007).

En la figura 16 se muestran otras agrupaciones minerales importantes como producto de alteración hidrotermal: el grupo de la sílice (Fig. 16, A), las zeolitas (Fig. 16, B), los sulfuros (Fig. 16, C) y los calco-silicatos (Fig. 16, D).

En la figura 16A se observa que el mineral de alteración del grupo de la sílice que más se reporta en el grupo de *OUTLIERS* es el cuarzo en sus diferentes variedades, casi siempre como mineral precipitado en vetas o bien como capas de sínter en manantiales hidrotermales. Esto se encuentra en concordancia con la mayoría de los sistemas hidrotermales alrededor del mundo. Los campos donde se reporta la presencia de este mineral y que forman parte de los datos *OUTLIERS* son: el campo geotérmico de El Tatio en Chile (Fernández-Turiel et al., 2005), el campo de Aluto-Langano en Etiopía (Teklemariam et al., 1996), el sistema de Puga en la India (Saxena & D'Amore, 1984), los campos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008) y en los

pozos del campo geotérmico de Yellowstone, Estados Unidos (Dobson et al., 2008). Además, se reporta en el pozo “1C-4” del campo de Chingshui en Taiwán (Chen, 1985; Fan et al., 2005) y en los pozos “Utah State 9-1” en Roosevelt (Capuano & Cole, 1982) y “P-91-4” del campo de Cove Fort Sulphurdale (Nash et al., 2003), ambos en Estados Unidos.

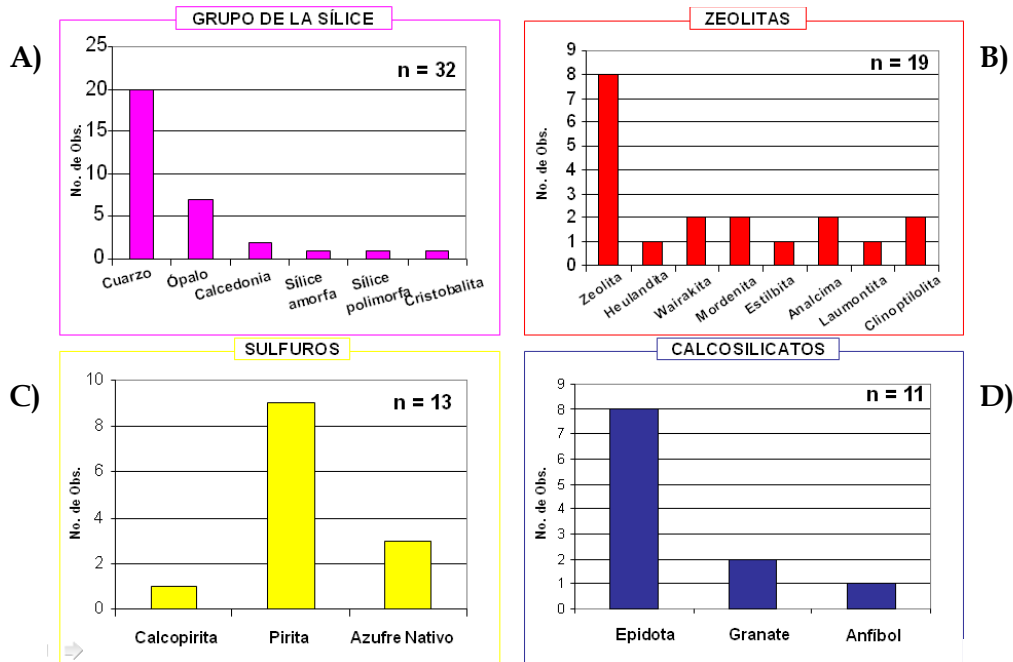


Fig. 16. Minerales de alteración reportados en los pozos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS*, donde *n* representa el número de datos de pozos en los que se observaron dichos minerales.

Otras variedades criptocristalinas de la sílice, tales como la calcedonia, el ópalo y la cristobalita, se reportan para el campo de Yellowstone (Dobson et al., 2003), el de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996) y el pozo “9-1” de Utah State (Capuano & Cole, 1982), respectivamente para cada mineral. Las variedades de sílice amorfa y polimorfa se reportan solo para el campo de Yellowstone (Dobson et al., 2003), específicamente para el pozo “Y-3” y “Y-8”, respectivamente.

En la figura 16B se desglosan los minerales del grupo de las zeolitas reportados como minerales de alteración en gran parte de los sistemas que componen el grupo de *OUTLIERS*. La zeolita (sin especificar la fase mineral) se reportó en todos los pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996), así como para los pozos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008) y en el pozo “Y-3” del campo de Yellowstone (Dobson et al., 2003). Las demás variedades de zeolitas son reportadas solamente en uno o dos pozos en diferentes sistemas. Por ejemplo, el mineral wairakita está reportado para los dos pozos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008); la mordenita, la analcima y la clinoptilolita aparecen reportadas sólo en los

pozos "W13" de Wayang-Windú (Bogie et al., 2008) y "Y-8" de Yellowstone (Sturchio et al., 1986; Dobson et al., 2003); la heulandita junto con la laumontita y la estilbita están presentes solo en el pozo "W13" del campo de Wayang-Windú en Indonesia (Bogie et al., 2008).

Como se puede observar de la descripción anterior, la gran mayoría de las zeolitas en sus diferentes variedades son reportadas principalmente en el campo geotérmico de Wayang-Windú en Indonesia (Bogie et al., 2008), por lo que se esperaría que las reacciones químicas entre los fluidos geotérmicos y las rocas de este campo estén siendo controladas por estos minerales más que por los feldespatos alcalinos.

Por último, la figura 16D muestra de manera particular los minerales agrupados como calco-silicatos. Éstos consisten principalmente de epidotas, las cuales se reportan para los pozos del campo geotérmico de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996), los campos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008) y el pozo "Utah State 9-1" en Estados Unidos (Capuano & Cole, 1982). Los granates fueron reportados solo por los pozos de alta temperatura "La-4" y "La-6" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996). El anfíbol (sin especificar la variedad de éste) fue reportado sólo en el pozo "W13" del campo de Wayang-Windú (Bogie et al., 2008).

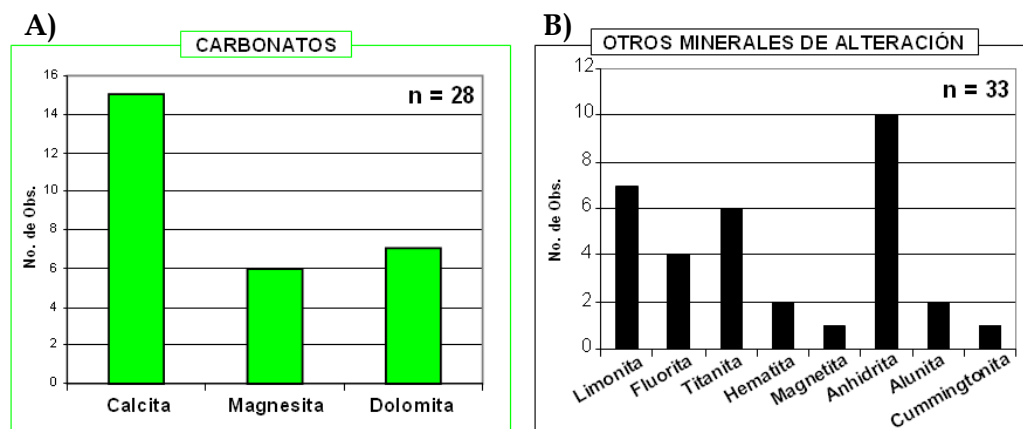


Fig. 17. Minerales de alteración hidrotermal con composición carbonatada (A) y otras variedades minerales no agrupadas (B), reportados para los sitios geotérmicos clasificados como OUTLIERS. n toma el valor del número de pozos donde se reportaron dichos minerales.

La figura 17A presenta al grupo mineral de los carbonatos, que es el grupo de minerales de alteración reportados con mayor frecuencia en la literatura. El mineral más frecuentemente reportado es la calcita, como de relleno de vetas y cavidades (Klein & Hurlbut, 1997). Este mineral es encontrado en el campo geotérmico de El Tatio (Fernández-Turiel et al., 2005), Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996), los campos geotérmicos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008), los campos de Turquía (Mutlu & Gülec, 1998; Tarcan & Gemici, 2003), el campo geotérmico de Yellowstone (Dobson et al., 2003) y el

pozo del campo de Roosevelt Utah en los Estados Unidos (Capuano & Cole, 1982).

La magnesita y la dolomita, que son carbonatos de magnesio, están reportados en todos los pozos del campo geotérmico de Puga, India (Saxena & D'Amore, 1984) y en forma particular, en el pozo "La-4", donde se reporta la presencia de dolomita (Teklemariam et al., 1996).

En la figura 17B se agruparon en un solo histograma los minerales pertenecientes al grupo mineral de los haluros, los óxidos, los sulfatos y los hidróxidos. El mineral anhidrita está reportado con mayor frecuencia, específicamente por los pozos del campo geotérmico de Puga (Saxena & D'Amore, 1984), los campos de Indonesia (Hulen et al., 2000; Bogie et al., 2008) y el pozo Allermöhe del campo geotérmico de Hamburg en Alemania (Kühn & Günther, 2007), además de aparecer también en el pozo "Utah State 9-1" del campo de Roosevelt Hot Springs (Capuano & Cole, 1982).

La alunita, otro mineral del grupo de los sulfatos, también es reportada por los pozos "W13" (Bogie et al., 2008) y "Utah State 9-1" (Capuano & Cole, 1982).

La fluorita, que es un mineral de la familia de los haluros, se reportó para los pozos "La-4", "La-8" y "La-7" del campo de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996), y para el pozo "Y-3" del campo de Yellowstone (Dobson et al., 2003).

Del grupo de los óxidos aparecen presentes el mineral hematita, en los pozos "W12" del campo de Gunug-Salak (Bogie et al., 2008) y "Utah State 9-1" de Roosevelt Hot Springs (Capuano & Cole, 1982), y el mineral magnetita en el pozo "W13" de la misma zona de Indonesia (Bogie et al., 2008).

La titanita, un silicato perteneciente a la familia de los ortosilicatos al igual que el granate, está reportado en todos los pozos del campo de Aluto-Langano (Teklemariam et al., 1996) y en el pozo "W12" del campo geotérmico de Gunug-Salak (Bogie et al., 2008).

La limonita, un hidróxido de fierro similar a la goethita que se forma en condiciones de oxidación como producto de la alteración de los minerales de fierro (Klein & Hurlbut, 1997), aparece reportada solo en el campo geotérmico de Puga (Saxena & D'Amore, 1984) y en el pozo "Utah State 9-1" del campo de Roosevelt Hot Springs (Capuano & Cole, 1982).

Por último la cummingtonita, mineral de la familia de los anfíboles (anfíbol de Fe y Mg), aparece reportado solo por el pozo "R-662" del campo geotérmico de Rotorua (Wood, 1992). Este lugar es una de las pocas localidades en todo el mundo donde existe este mineral como producto de alteración hidrotermal.

5.5 Valoración hidrogeoquímica y geológica de los sistemas geotérmicos

Durante el análisis de la información geológica de los sistemas geotérmicos compilados no se pudo detectar una relación entre el tipo de sustrato geológico presente en los campos y el comportamiento discordante de los datos de fluidos agrupados bajo el nombre de *OUTLIERS*.

En la gran mayoría de los sitios estudiados se reconoció un sustrato geológico de tipo volcánico. Una excepción a esto fueron los pozos de Turquía, ubicados en las áreas de Aydin e Izmir en los campos de Balcova, Germencik y Seferihisar, así como los pozos de los campos de Chingshui y Tuchang de la cordillera central de Taiwán, en los cuales se observó que el sustrato geológico es de tipo metamórfico, con rocas de un bajo o nulo contenido de minerales ricos en Na y K, tales como mármoles, cuarcitas, gneis y esquistos. Debido a la situación geológica particular de estos sistemas, se considera que el comportamiento desviado o anómalo presentado por los fluidos provenientes de estos campos con respecto al geotermómetro de Na/K, se debe probablemente a esta falta de los componentes mineralógicos previamente indicados y por ende, de los elementos químicos necesarios para llevar a cabo las reacciones químicas de intercambio iónico en las que se basa el geotermómetro de Na/K.

Las figuras 8 y 10 de la sección 5.2 muestran que tanto en los sistemas geotérmicos del grupo de *OUTLIERS*, como en los que componen la versión final de la *NBDGM* (datos no desviados), el tipo de sustrato geológico que predomina es el volcánico. Las rocas más comúnmente reportadas son basaltos, andesitas y riolitas (Fig. 11). Estas rocas son ricas en plagioclasas (labradorita, albita, oligoclasa, andesina) y/o feldespatos alcalinos (sanidino). Estos minerales contienen suficiente Na^+ y K^+ para llevar a cabo las reacciones de intercambio iónico entre los fluidos y las rocas del reservorio geotérmico, mismas que dan lugar al equilibrio químico entre ellos. Esta información permite afirmar que para la mayoría de los sistemas geotérmicos se tienen los componentes químicos necesarios para llevar a cabo tales reacciones. Por lo tanto, el adecuado funcionamiento del geotermómetro de Na/K, debería ser alcanzado, suponiendo el que en el sistema se hubiera alcanzado el equilibrio químico.

El comportamiento discordante observado por Díaz González (2008) de los datos *OUTLIERS* parece indicar un problema de tipo geoquímico y no precisamente uno de índole geológico-mineralógico. Es decir, el comportamiento desviado presentado por los fluidos del grupo de datos *OUTLIERS*, más que a un factor de tipo geológico, parece deberse a la combinación de los siguientes factores : 1) a una falta de equilibrio químico entre los componentes fluido-roca de los sistemas geotérmicos, 2) a errores realizados durante el análisis químico de los fluidos, o 3) a errores cometidos al tomar las mediciones de las temperaturas de los mismos.

Kacandes & Granstaff (1989) afirman que, a pesar de las grandes diferencias entre los ambientes de las rocas que componen los yacimientos geotérmicos y la composición química del fluido original en ellos, los fluidos hidrotermales encontrados en los reservorios exhiben una limitada variación en la concentración de los elementos mayores. Asimismo, Arnórsson et al. (1983a, b) advierten que las variaciones en la composición de las rocas, la mineralogía, el origen y la composición de los fluidos geotérmicos, así como la permeabilidad y el flujo de los fluidos, no afectan en gran medida al desarrollo de la geoquímica de los fluidos a una temperatura determinada. Es decir, que los factores geológicos o mineralógicos no proporcionan evidencia suficiente para sospechar que la mala correlación de los fluidos del grupo de *OUTLIERS* con respecto a la tendencia general del geotermómetro de Na/K sea debido a una falta sustancial de los componentes químicos (Na, K, Ca, Mg, etc.) en las rocas.

Con respecto a estas observaciones, conviene remarcar la importancia de los estudios experimentales de interacción fluido-roca (Dickson & Potter, 1982; Kacandes & Grandstaff, 1989; Pérez Zárate, 2008), como una herramienta más para entender los procesos en los que interactúan los fluidos geotérmicos y las rocas, y poder dilucidar las razones por las cuales los fluidos alcanzan composiciones químicas semejantes independientemente del sustrato geológico en el que estos se encuentren circulando.

Por otra parte, este trabajo permitió comprobar la existencia de procesos de mezcla de fluidos, ebullición o precipitación de minerales hidrotermales en los sistemas clasificados como *OUTLIERS*. Estos procesos pueden producir cambios en la composición química de los fluidos geotérmicos durante el ascenso de los fluidos hacia la superficie (Kacandes & Grandstaff, 1989). Estos procesos podrían ser igualmente importantes como una posible explicación de la falta de concordancia entre los datos *OUTLIERS* y la tendencia general del geotermómetro de Na/K de Díaz-González (2008). Desafortunadamente, no se cuenta con información hidrogeoquímica suficiente para corroborar o desechar esta hipótesis.

CAPÍTULO VI

MODELADO GEOQUÍMICO

6.1 Introducción

El campo del modelado geoquímico ha crecido rápidamente desde principios de la década de los 60's, cuando se realizó el primer intento para predecir (por medio de cálculos hechos a mano) las concentraciones de las especies disueltas en el agua de mar (Bethke, 2008). Desde entonces, cientos de artículos han sido publicados sobre la modelación de los sistemas químicos, dando perspectivas matemáticas, geoquímicas y mineralógicas en las metodologías y aplicaciones del modelado. Docenas de programas de cómputo, cada cual con sus habilidades especiales y predisposiciones, han sido desarrollados para analizar diferentes clases de problemas de modelación geoquímica (Bethke, 2008).

Cuando Garrels & Thompson (1962) calcularon la distribución de especies en el agua de mar aplicaron por primera vez el modelado geoquímico en el campo de la geoquímica. Los análisis químicos modernos dan la composición del agua de mar en términos de iones disociados (Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , etc.), e incluso los solutos que están distribuidos entre compuestos tales como $\text{MgSO}_4(\text{aq})$ y CaCl^+ , así como los iones libres. El cálculo de Garrels & Thompson (1962) es la base para un tipo de modelo geoquímico que predice distribuciones de especies, estados de saturación mineral, y fugacidades de los gases en los análisis químicos (Bethke, 2008). Esta clase de modelos surgen como resultado de la distinción entre los análisis químicos (los cuales reflejan la composición total de la solución) y la distribución de especies en una solución. Los *modelos de equilibrio* se han usado ampliamente, en parte gracias a la existencia de programas de cómputo de libre acceso, tales como SOLMINEQ (Kharaka & Barnes, 1973) y WATEQ (Truesdell & Jones, 1974).

Garrels & Mackenzie (1967) fueron pioneros en desarrollar una segunda clase de modelos cuando simularon las reacciones que ocurren cuando un agua termal se evapora. Ellos comenzaron por calcular la distribución de las especies en el agua termal, y entonces repetidamente removieron una pequeña porción del fluido y recalcularon la distribución de las especies en éste, naciendo de esta manera el *modelo de trayecto de reacción*. Esta clase de cálculo es muy importante para el modelado de procesos geoquímicos, ya que considera estados físicos para simular procesos naturales (Bethke, 2008).

Helgeson y colaboradores (1969, 1970) propusieron un método generalizado para el trazado de las trayectorias de reacción, el cual automatizaron con su programa PATHI y lo utilizaron para estudiar fenómenos de intemperismo, diagénesis de sedimentos, evaporación de sistemas acuosos, la formación de alteración hidrotermal, y la depositación de minerales (Bethke, 2008).

A partir de estos trabajos clásicos se han introducido y mejorado dos conceptos fundamentales. El primero, desarrollado por Helgeson et al. (1970), sentó el problema del trayecto de reacción como la solución a un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias. Karpov & Kaz'min (1972) y Karpov et al. (1973) retomaron el problema y lo resolvieron algebraicamente para que así la trayectoria de la reacción pudiera ser trazada repetidamente, estableciendo la solución para un sistema en estado de equilibrio considerando que el sistema variaba en composición y temperatura (Bethke, 2008).

En la actualidad, se dispone de una gran variedad de programas que modelan el equilibrio químico de los fluidos geotérmicos, entre ellos se tienen: ENTHALP (Truesdell & Singers, 1976) y EQQYAC (Barragán & Nieva, 1989) que utilizan *modelos de solución*; WATCH (Arnórsson et al., 1982) utilizado para la estimación de los índices de saturación mineral característicos de los sistemas hidrotermales a partir de un método de asociación iónica; EQ3/6 (Wolery, 1983), entre otros. Para este proyecto de investigación, se utilizó el programa "The Geochemist's Workbench Standard 6.0" (GWB; Bethke, 2006) desarrollado para propósitos geológicos más generales utilizando *modelos de reacción*, con los cuales se puede estudiar los efectos de precipitación o disolución de minerales. Este programa contiene un grupo de rutinas computacionales que sirven para manejar reacciones químicas, calcular diagramas de estabilidad y estados de equilibrio de las aguas naturales, trazar procesos de reacción, modelar transporte de reactivos y graficar los resultados de todos estos cálculos.

En particular, para este trabajo se utilizaron las aplicaciones React, Act2 y Gtplot del GWB (Bethke, 2006), a fin de modelar procesos de reacción irreversibles en los sistemas geoquímicos a partir de la composición química de los fluidos geotérmicos, así como para calcular y graficar diagramas de actividad iónica y representar los resultados de estos cálculos en diversos gráficos.

Es importante señalar que el GWB presenta diferentes ventajas con respecto a otros programas de cómputo diseñados para calcular modelos geoquímicos. Una de ellas es el hecho de que este software cuenta con una de las bases de datos termoquímicos más completa en la actualidad. Esto permite incluir en los modelos un número mayor de componentes, así como el cálculo de modelos con un número mayor de minerales y especies químicas. Otra ventaja del GWB es su moderna interface de usuario, la cual al ser gráfica y flexible, permite realizar el cálculo de modelos geoquímicos y diagramas de diversa índole de manera más eficiente.

En las secciones 6.4 y 6.5 se describen los diagramas de actividad iónica y de precipitación de minerales, desarrollados durante el modelado geoquímico para algunos datos de fluidos del grupo de *OUTLIERS* (16 fluidos) y del grupo de datos *NREP*, (8 fluidos) siendo este último una muestra representativa de los

fluidos de la versión final de la *NBDGM* (Díaz González, 2008). La modelación de ambos grupos de datos se hizo con el fin de hacer una comparación geoquímica-mineralógica entre el comportamiento de los datos desviados y los no desviados, tomando en cuenta las restricciones en la información de composición química de los fluidos. De este modo se buscó definir si el comportamiento discordante de los *OUTLIERS* es debido en efecto, a factores geológicos y geoquímicos, o bien que dicho comportamiento es debido a algún otro factor, como podría ser el proceso de mezcla de fluidos, cuyo efecto no pudo ser estudiado en este trabajo debido a falta de información y tiempo.

6.2 Fundamentos termodinámicos del modelado geoquímico

Un *modelo* es una versión simplificada de la realidad que es útil como una herramienta práctica y de bajo costo, que ayuda a entender los procesos existentes en la naturaleza. Un modelo geoquímico es un modelo de procesos químicos que ocurren en la Tierra (Nordstrom y Muñoz, 1994). Se considera un modelo como exitoso cuando se encuentra un balance entre la realidad a estudiar y un pragmatismo al identificar los elementos más esenciales de ésta; un modelo geoquímico deberá retomar los aspectos importantes del problema de interés, sin que necesariamente intente reproducir cada detalle químico o mineralógico (Bethke, 2008).

Algunos de los conceptos a los que se hacen referencia dentro del modelado geoquímico pertenecen al área de la termodinámica química, ya que para cualquier fenómeno natural que deseamos representar mediante un modelo, se deben tomar en cuenta ciertos aspectos de equilibrio químico como son: el tipo de sistema que deseamos modelar, el estado de equilibrio en el que se encuentra, las fases en las que se encuentran los constituyentes de nuestro sistema, etc. (Bethke, 2008).

◆ Conceptos básicos para la construcción de un modelo geoquímico

Consideremos un sistema geoquímico que comprende por lo menos una solución acuosa en la cual las especies de muchos elementos están disueltas. Dicho sistema puede imaginarse como un conjunto de una o más fases, el cual tiene una composición dada. Una *fase* es una región del espacio que es físicamente distinta, mecánicamente separable y homogénea en su composición y en sus propiedades (Bethke, 2008).

Cuando construimos un modelo geoquímico suponemos que nuestro sistema siempre contendrá una fase fluida compuesta de agua y sus constituyentes disueltos, y que ésta podrá incluir las fases de uno o más minerales que a su vez, podrán estar en contacto con una fase gaseosa.

Las *especies* son las entidades moleculares, tales como los gases CO_2 y O_2 en un gas o bien, los electrolitos Na^+ y SO_4^{2-} en una solución acuosa. En soluciones acuosas, los geoquímicos generalmente reconocen a los electrolitos disociados y sus complejos como especies. No obstante, para generalizar, se puede definir a las especies como una entidad química, distinguible de otras entidades por su fórmula, estructura molecular y la fase en la que ésta ocurra (Smith & Missen, 1982).

Ahora bien, la composición completa o en su totalidad de un sistema puede describirse en términos de un grupo de uno o más *componentes químicos*, considerando los componentes como ingredientes de una receta. Al combinar los componentes, cada uno con su masa específica, podemos reproducir la composición total de un fluido.

Un error común en el modelado geoquímico es confundir los componentes usados para describir la composición de un sistema, con las especies y fases que están realmente presentes en él. El grupo de componentes utilizados en un modelo geoquímico es la base para los cálculos. La *base* es el sistema de componentes químicos escogidos para describir la composición de todo el sistema de interés, así como de las especies individuales y fases que hacen el sistema (Greenwood, 1975).

6.2.1 Principios del modelado geoquímico

Para el desarrollo de cualquier modelo geoquímico, el primer paso y tal vez el más crítico, es el de conceptualizar el sistema o proceso de interés de la manera más útil y simplista que se pueda formular. En los tipos de modelos geoquímicos más simplistas, el sistema en equilibrio existe como un sistema cerrado a temperatura y presión conocida donde, el *estado de equilibrio* se refiere a un estado de máxima estabilidad, hacia el cual un sistema químico-físico cerrado se dirige mediante procesos irreversibles (Bethke, 2008). Para calcular el estado de equilibrio de cualquier sistema bajo las características antes mencionadas, se debe entonces conocer la composición química total del mismo.

Consideraremos entonces un sistema geoquímico que comprende por lo menos una solución acuosa en la cual las especies de muchos elementos están disueltas. Generalmente tenemos información inicial acerca de la composición química del fluido; asimismo, nuestro sistema puede incluir uno o más minerales que coexistan y estén en equilibrio con el fluido acuoso.

Para modelar nuestro sistema en equilibrio, podríamos escribir cada reacción que pudiera ocurrir entre las especies, minerales y gases del sistema; por lo que en principio, se debería determinar un grupo de concentraciones que simultáneamente satisfagan la ecuación de acción de masas correspondiente a

cada posible reacción. Las concentraciones deberán ser agregadas, junto con el número de moles de cualquier mineral en el sistema para dar la composición de éste.

Si fijamos la temperatura y la presión del sistema, el punto de equilibrio de cualquier reacción será el punto en el cual la función de la energía libre de Gibbs (G) se encuentra en su mínimo (Bethke, 2008). De acuerdo a la segunda ley de la termodinámica, el incremento en la entalpía de un sistema durante un cambio reversible en su estado a temperatura constante tiende a disminuir debido a que una cierta cantidad de la entalpía se consume por un incremento en la entropía del sistema (Faure, 1991):

$$G = H - TS \quad 6.2.1.1$$

donde H es la entalpía en Joules (J), S es la entropía en Joules/Kelvin (J/K) y T es la temperatura en K. El cambio en la energía libre de Gibbs de una reacción química en el estado estándar es:

$$\Delta G^{\circ}_R = \Delta H^{\circ}_R - T\Delta S^{\circ}_R \quad 6.2.1.2$$

Claude Louis de Berthollet señaló que la dirección de las reacciones químicas pueden revertirse agregando cantidades excesivas de uno de los productos (Faure, 1991). La aparente reversibilidad de las reacciones químicas conduce en última instancia a la conclusión de que las reacciones alcanzan un estado de equilibrio cuando la proporción de la reacción hacia la derecha es igual a la proporción de la reacción hacia la izquierda. De acuerdo a la siguiente reacción:



la *Ley de Acción de Masas*, formulada por primera vez por Guldberg y Waage en 1864, toma la forma:

$$\frac{(C)^c(D)^d}{(A)^a(B)^b} = K \quad 6.2.1.4$$

donde a , b , c , y d son los coeficientes molares tomados a partir de la ecuación balanceada que representa la reacción 6.2.1.3 y (A), (B), (C) y (D) son las concentraciones de los reactantes y los productos de la reacción en equilibrio.

Cuando una reacción ha alcanzado el equilibrio, las concentraciones de los reactantes y productos no cambian y el coeficiente de reacción se convierte en una constante conocida como la *constante de equilibrio* (K ; Faure, 1991).

La Ley de Acción de Masas puede ser derivada de la primera y segunda ley de la termodinámica para reacciones entre gases ideales en equilibrio. Sin embargo, para poder aplicarla a reacciones entre iones y moléculas en soluciones acuosas, debemos reemplazar sus *concentraciones molares* por sus *actividades*. La *actividad* de un ión (a) en una solución está relacionada a su concentración molar (c) por el coeficiente de actividad (γ) tal que:

$$a = \gamma c \quad 6.2.1.5$$

Los valores numéricos de los coeficientes de actividad pueden ser calculados a partir de la teoría de Debye-Hückel (Debye & Hückel, 1923; Bethke, 2008).

De acuerdo a lo anterior, la Ley de Acción de Masas debe ser entonces reestablecida en términos de actividades:

$$\frac{[C]^c[D]^d}{[A]^a[B]^b} = K \quad 6.2.1.6$$

donde las variables entre corchetes simbolizan las actividades de los componentes de la reacción.

6.2.2 Ecuaciones gobernantes

La parte central del modelado geoquímico como ya se describió, es un *sistema en equilibrio*, el cual permanece en equilibrio químico a través del cálculo. El sistema contiene un fluido acuoso y de forma opcional uno o más minerales. La temperatura y la composición química del sistema deben ser conocidas al inicio del modelo, lo cual permite que el estado de equilibrio sea calculado (Bethke, 2008). La presión también afecta el estado de equilibrio, pero generalmente lo hace en menor medida bajo condiciones cercanas a la superficie, a menos que una fase gaseosa esté presente en el fluido (Bethke, 2008).

Dichos modelos de equilibrio predicen la distribución de masas entre las especies y minerales, así como las actividades de las especies, el estado de saturación del fluido con respecto a varios minerales, y las fugacidades de diferentes gases que pueden existir en el sistema químico. En este caso, el sistema inicial en equilibrio constituye todo el modelo geoquímico (Bethke, 2008).

Para que nuestro modelo sea capaz de predecir todos estos parámetros, se deben derivar un grupo de *ecuaciones gobernantes* que describan por completo el estado de equilibrio del sistema por medio de un balance de masas, un balance de cargas y un balance de electrones (Bethke, 2008). Para ello, debemos plantear un grupo de reacciones independientes que pueda ocurrir entre las especies, los minerales y los gases en el sistema, así como proponer la ecuación de acción de masas correspondiente para cada reacción. De acuerdo a esto se debe derivar una ecuación de balance de masas para cada componente químico en el sistema. Ahora bien, si sustituimos las ecuaciones de acción de masas en las ecuaciones del balance de masas, se obtiene un grupo de ecuaciones gobernantes, una para cada componente, el cual puede ser resuelto directamente para el estado de equilibrio del sistema (Bethke, 2008).

Para derivar dichas ecuaciones, necesitamos identificar cada reacción química independiente que pueda ocurrir en el sistema, por ejemplo:

$$\mathbf{B} = (\mathbf{A}_w, \mathbf{A}_i, \mathbf{A}_k, \mathbf{A}_m) \quad 6.2.2.1$$

donde, A_w es agua, A_i son las especies acuosas, A_k son los minerales, y A_m son los gases en la base del sistema (Bethke, 2008).

Las reacciones independientes son aquéllas entre las especies secundarias y la base. En general, toman la forma de (Bethke, 2008):

$$A_j \rightleftharpoons v_{wj} A_w + \sum_i v_{ij} A_i + \sum_k v_{kj} A_k + \sum_m v_{mj} A_m \quad 6.2.2.2$$

donde v representa los coeficientes de reacción: v_{wj} es el número de moles de agua en una reacción para formar A_j , v_{ij} , es el número de moles de las especies base A_i , y así para los minerales (v_{kj}) y gases (v_{mj}).

Cada reacción independiente A_j en el sistema tiene una constante asociada de equilibrio K_j a la temperatura de interés, y por lo tanto una ecuación de acción de masas de la forma (Bethke, 2008):

$$K_j = \frac{a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}}}{\gamma_j m_j} \quad 6.2.2.3$$

en esta ecuación se han representado las actividades de las especies acuosas por medio del producto $\gamma \cdot m$ de los coeficientes de actividad y las molalidades de las especies (m), de acuerdo a la ecuación de actividad (6.2.1.5). El símbolo \prod en la ecuación 6.2.2.3 representa el producto de la función, es decir, el análogo en multiplicación de la sumatoria Σ .

Uno de los objetivos de la derivación de las ecuaciones gobernantes es el de reducir el número de variables independientes sustituyendo las molalidades m_j de las especies secundarias, por medio de (Bethke, 2008):

$$m_j = \frac{1}{K_j \gamma_j} \left(a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right) \quad 6.2.2.4$$

la ecuación anterior está en términos de molalidad y coeficiente de actividad de cada especie acuosa en la base y la actividad y fugacidad de cada una de las otras entradas de la base. Esta ecuación (6.2.2.4) es la expresión de la ecuación de acción de masas en su forma inicial (Bethke, 2008).

Las ecuaciones de balance de masa expresan la conservación de ésta en términos de componentes en la base. La masa de cada componente químico es distribuida entre las especies y minerales que hacen el sistema. El componente agua, por ejemplo, está presente en las moléculas del agua libre del solvente, así como también es requerida para hacer las especies secundarias. De acuerdo a la ecuación (6.2.2.2) para A_j , cada mol de especie A_j está compuesto por v_{wj} moles

de componente agua; cada mol de la especie base A_i estará por lo tanto compuesto por v_{wi} moles de los componentes i ; para cada mol de A_k , habrá v_{kj} moles de componente mineral k ; y así, para el componente gaseoso A_m , sólo se necesita considerar los componentes gaseosos v_{mj} de las especies secundarias. Por lo que se tienen entonces las siguientes ecuaciones (Bethke, 2008):

$$M_w = n_w \left(55.5 + \sum_j v_{wj} m_j \right) \quad 6.2.2.5$$

donde M_w es el número molal del componente agua, el valor de 55.5 es el número de moles de H_2O en un kilogramo de agua y n_w es la masa de agua solvente (Bethke, 2008);

$$M_i = n_w \left(m_i + \sum_j v_{ij} m_j \right) \quad 6.2.2.6$$

representa la ecuación de balance de masa para los componentes i de especies en términos de masa solvente n_w y de molalidades m_i y m_j ;

$$M_k = n_k + n_w \sum_j v_{kj} m_j \quad 6.2.2.7$$

donde v_{kj} es el número de moles de componente mineral j que harán cada mol de especie secundarias k y n_k será el número de moles del mineral correspondiente a cada componente (Bethke, 2008). Y por último,

$$M_m = n_w \sum_j v_{mj} m_j \quad 6.2.2.8$$

es el balance de masa de los componentes gaseosos y en el cual se considera sólo a los componentes gaseosos que hacen a las especies secundarias y v_{mj} es el coeficiente de reacción de la ecuación 6.2.2.2 (Bethke, 2008).

Si tomamos cada una de las ecuaciones anteriores (6.2.2.5-6.2.2.8) y sustituimos la ecuación de acción de masas (6.2.1.6) en cada una de las ecuaciones de balance de masas, obtendríamos para cada componente químico (Bethke, 2008):

$$M_w = n_w \left\{ 55.5 + \sum_j \frac{v_{wj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \right\} \quad 6.2.2.9$$

$$M_k = n_k + n_w \sum_j \frac{v_{kj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \quad 6.2.2.10$$

$$M_i = n_w \left\{ m_i + \sum_j \frac{v_{ij}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \right\} \quad 6.2.2.11$$

$$M_m = n_w \sum_j \frac{v_{mj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \quad 6.2.2.12$$

Es decir, se generaría un grupo de ecuaciones que describirían por completo el estado de equilibrio del sistema químico, contando con una ecuación para el componente agua, una ecuación para cada especie M_i , una para cada componente mineral M_k y otra para cada componente gaseoso M_m del sistema (Bethke, 2008).

Para la solución de este sistema de ecuaciones se han ideado una serie de métodos numéricos (Zeggeren & Storey, 1970; Smith & Missen, 1982) de tipo iterativo, los cuales en la mayor parte de los casos, requieren del uso de una computadora. Algunas de las técnicas más utilizadas incluyen el método de sustitución inversa (Kharaka & Barnes, 1973; Truesdell & Jones, 1974), el método de la bisección y el de la secante (Chapra & Canale, 2003), entre otros. Sin embargo, el método iterativo Newton-Raphson obtiene una solución confiable y rápida, por lo que es el más usado en la solución del sistema de ecuaciones antes planteado durante el modelado geoquímico (Bethke, 2008).

Como ya se había mencionado, para la solución completa del estado de equilibrio de nuestro sistema es necesario derivar un grupo de ecuaciones que satisfagan un balance de masas, un balance de cargas y un balance de electrones. Habiendo ya descrito el procedimiento para resolver el balance de masas entre las especies, minerales y gases del sistema en equilibrio, solo resta describir los métodos para desarrollar el balance de cargas y el balance de electrones.

El balance de cargas radica en el *principio de electroneutralidad*, el cual requiere que las especies iónicas en una solución electrolítica permanezcan balanceadas de carga a una escala macroscópica (Bethke, 2008). Dicho principio se desarrolla a partir de la gran cantidad de energía necesaria para separar partículas opuestamente cargadas.

La condición de electroneutralidad puede expresarse por la condición de balance de carga entre las especies en solución de acuerdo a (Bethke, 2008):

$$\sum_i z_i m_i + \sum_j z_j m_j = 0 \quad 6.2.2.13$$

donde, z_i y z_j son las cargas iónicas en la base y especies secundarias.

Por último, se necesita también un balance de electrones, ya que las especies en el fluido pueden donar y aceptar electrones. Por lo tanto, se puede definir y medir la energía libre del electrón y la actividad de equilibrio de éste mediante la ecuación (Bethke, 2008):

$$n e^- \rightleftharpoons v_{wn} A_w + \sum v_{in} A_i + \sum v_{kn} A_k + \sum v_{mn} A_m \quad 6.2.2.14$$

donde e^- es el electrón* y n es su coeficiente de reacción, obteniendo el pe y el Eh de la reacción, siendo el pe una magnitud adimensional análoga a la expresión pH , utilizada para describir la actividad del protón o ión hidrógeno y el Eh , el

*El electrón no existe como una especie libre en la solución, y por lo tanto no tiene concentración.

potencial de oxidación-reducción o potencial redox en una reacción (Fagundo, 2007). Estos dos parámetros son descripciones electroquímicas equivalentes del estado de oxidación para un sistema en equilibrio (Bethke, 2008).

Con todo lo descrito anteriormente se puede confirmar que, conociendo la composición química total de un sistema en términos del componente agua (M_w), las especies disueltas (M_i), así como los minerales (M_k) y gases (M_m) que lo conforman, se pueden evaluar las ecuaciones gobernantes (6.2.2.9-6.2.2.12) de tal forma que nos den por resultado, los valores de las variables desconocidas en el sistema (masa solvente $[n_w]$, molalidades de las especies de la base $[m_i]$ y los números molales de los minerales $[n_k]$, entre otras) a partir de las variables conocidas, como son: las constantes de equilibrio (K) y el coeficiente de reacción (v), o bien, coeficientes de actividad (γ_i, γ_j) y actividades (a_w, a_k).

En la práctica, los programas de cómputo calculan los coeficientes de actividad y las actividades durante la solución numérica, de tal modo que dichos valores son determinados de forma confiable para el momento en que el procedimiento iterativo es completado.

Las actividades de las especies en equilibrio utilizadas como base para el cálculo de los diagramas de actividad iónica descritos en este capítulo, fueron tomadas a partir de los resultados obtenidos de los modelos geoquímicos desarrollados con el programa "The Geochemist's Workbench" (Bethke, 2006).

6.3 Modelación geológico-geoquímica

De acuerdo a Bethke (2008) el arte del modelado geoquímico está en conceptualizar el modelo de forma útil. Es decir, no hacerlo tan elaborado o complejo de tal modo que el objetivo principal, que es la solución de nuestro problema, se pierda en el camino; ni tampoco hacerlo tan simple de modo que los resultados obtenidos no sean representativos del fenómeno natural en estudio.

Para el desarrollo de los modelos geoquímicos utilizados en este proyecto de investigación se utilizó el software comercial "The Geochemist's Workbench", versión Standard 6.0 (Bethke, 2006), debido a que permite el cálculo de modelos de reacción en función de la temperatura y el estudio de los efectos de la precipitación o disolución de minerales en sistemas acuosos. Este programa además, cuenta con una de las bases de datos termoquímicos más completas en la actualidad, cuenta con una moderna interfaz gráfica que permite calcular los modelos de manera eficiente y entre sus capacidades se encuentra la posibilidad de crear diversos gráficos. De forma particular, se utilizaron tres de las herramientas que integran este paquete (Bethke, 2006): *React*, que es un programa que modela los estados de equilibrio y procesos geoquímicos en sistemas que contienen un fluido acuoso; *Act2* que calcula y grafica diagramas

actividad-actividad mostrando la estabilidad química de los minerales y la predominancia de las especies acuosas en los sistemas químicos; y por último el programa *Gtplot* el cuál produce varios tipos de diagramas mostrando los resultados de las trayectorias trazadas por las reacciones modeladas con *React*.

Con estas herramientas se consiguió desarrollar modelos geoquímicos de algunos de los fluidos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS* (16 de los 34 datos de fluidos) y del grupo *NREP* (8 de los 44 datos), a fin de conocer su especiación y comparar las composiciones químicas de estos dos grupos de datos. Con estos modelos se intentó encontrar una causa por las cuales los fluidos *OUTLIERS* fueron detectados como datos discordantes por Díaz González (2008) en su análisis estadístico.

6.3.1 Diagramas de Actividad Iónica

Un diagrama de actividad iónica es una gráfica de dos o tres dimensiones donde las variables de los ejes representan las actividades de los iones en solución. La estabilidad de un mineral está representada en un diagrama bidimensional como una línea y en un diagrama tridimensional como una superficie. Cuando las líneas de estabilidad (o superficies) de dos o más minerales son incluidas en el diagrama, la estabilidad relativa de cada mineral es indicada con respecto a las actividades de los iones representados en los ejes (Essington, 2003).

Los diagramas de actividad se construyen por medio de un procedimiento general (Melgarejo, 2003). Primero, se identifica un grupo de minerales que contengan el o los elementos de interés y que puedan controlar la actividad iónica libre del elemento, con lo que se describen así las reacciones de disolución entre ellos. El siguiente paso es obtener el producto de la constante de solubilidad para cada reacción de disolución mineral y expresar la constante de equilibrio K como una función de las actividades iónicas de los reactantes y los productos. Para poder graficar las líneas de estabilidad que representen los minerales, deben de seleccionarse las variables que corresponderán al eje independiente x y al eje dependiente y , de acuerdo a los componentes químicos que se deseen graficar (Essington, 2003). Por último, se grafican los valores de las actividades iónicas de cada componente químico, los cuales son obtenidos a partir de la modelación química de los fluidos.

Para poder calcular los modelos geoquímicos de los fluidos del grupo de *OUTLIERS* con el programa *React*, primero fue necesario recalculer las composiciones químicas de los fluidos a condiciones de yacimiento, siguiendo el procedimiento propuesto por Henley et al. (1984). Dicha tarea solo pudo conseguirse para dos pozos, ya que eran los únicos que contaban con los datos químicos completos tanto de la fase líquida como de la gaseosa (pozos "La-4" y "La-8" del campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía). Por otro lado, se

modelaron también los datos de fluidos de 5 pozos que reportaban temperaturas medidas menores o iguales a 100 °C (pozos "N1S1", "GW-5", "GW-11", "Salak W12" y "WW13"). Estos fluidos fueron utilizados para la modelación geoquímica aún cuando no fue reportada su composición gaseosa, minimizando la importancia que la fase gaseosa pudiera tener en la composición química de estos fluidos, al encontrarse debajo de la temperatura de ebullición (para agua con concentraciones relativamente bajas y a una atmósfera de presión). De esta manera, se trabajó con la suposición de que para los modelos geoquímicos de fluidos con $T \leq 100$ °C era válido utilizar únicamente la composición química de la fase líquida.

De los 27 fluidos restantes del grupo de *OUTLIERS*, 9 fueron usados para el cálculo de modelos geoquímicos aún cuando presentaron $T > 100$ °C y carecían de fase gaseosa reportada. Los resultados de estos modelos deben ser usados con mucha precaución, ya que, al carecer de la fase gaseosa, no son representativos de la composición química completa de los fluidos geotérmicos. Más aún, algunos componentes en la fase gaseosa son fundamentales en procesos de equilibrio químico, cálculo de pH, y precipitación de algunos minerales (como por ejemplo, el CO₂ para la formación de carbonatos). Es importante aclarar que los modelos geoquímicos calculados para estos fluidos tienen solamente un carácter preliminar, en espera que se pueda encontrar la composición de la fase gaseosa en la literatura, y tienen solamente la finalidad de identificar tendencias generales de la composición química de los fluidos *OUTLIERS* y comparar estas mismas tendencias en los fluidos del grupo de datos *NREP*.

Una vez que se realizaron los cálculos de la composición química a condiciones de yacimiento, se introdujeron de manera individual las concentraciones químicas de los fluidos geotérmicos anteriormente mencionados en el programa *React*, calculando una trayectoria de reacción considerando como temperatura inicial la temperatura medida de cada pozo reportada en la literatura original (ver Apéndice I) y como temperatura final 25 °C. Para cada fluido, se corrieron dos modelos, uno permitiendo la precipitación de minerales durante el proceso de cálculo y otro sin la precipitación de ellos. Los resultados de los modelos, fueron archivados y analizados de acuerdo al intervalo de temperatura inicial reportado para cada fluido.

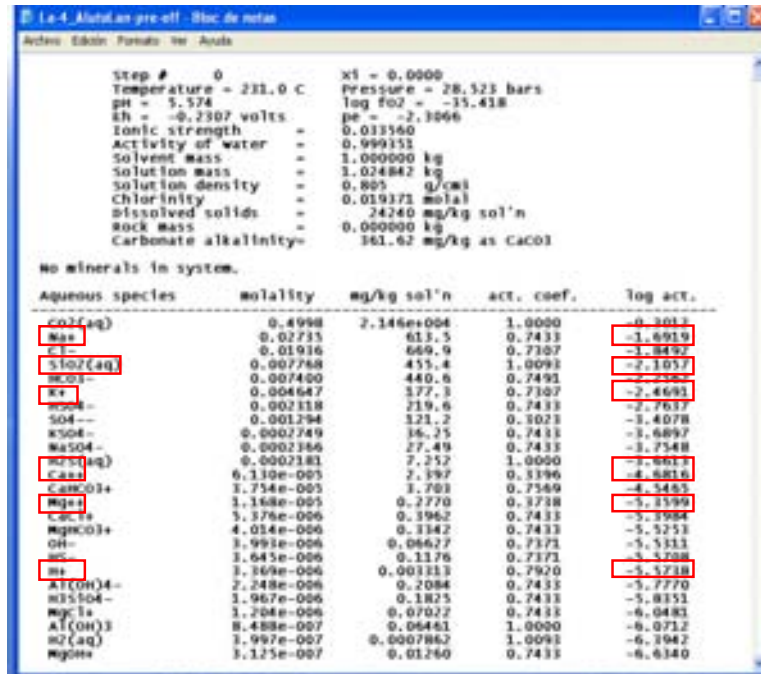


Fig. 18. Ejemplo de resultados parciales del modelo geoquímico calculado con ayuda del programa React (GWB, Bethke, 2006) para el pozo "La-4" del campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía. Los resultados obtenidos para este ejemplo corresponden al esquema de no-precipitación de minerales durante el proceso de cálculo.

A manera de ejemplo, en la figura 18 se muestra parte del archivo de texto obtenido como resultado del modelado geoquímico del fluido geotérmico del pozo "La-4" del campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía, perteneciente al grupo de *OUTLIERS*. En él se observan los parámetros físico-químicos estimados, así como algunas propiedades químicas de algunas especies acuosas disueltas. En la figura 18 se muestra el resultado del modelo geoquímico para el primer paso del trayecto de reacción (Step # 0). Asimismo, se puede observar la temperatura inicial del sistema (231 °C), el pH, la presión en bares, la fuerza iónica, la masa de la solución en kg, el total de sólidos disueltos en mg/kg de solución, así como las molalidades, los coeficientes de actividad y los logaritmos de actividades de algunas de las especies acuosas en equilibrio en el fluido.

Igualmente como un ejemplo, en la misma figura 18 se pueden observar, resaltados con recuadros rojos, los valores de los logaritmos de las actividades de algunos de los principales iones que se utilizaron para los análisis subsecuentes de este capítulo y para el desarrollo de los diagramas de actividad iónica descritos en la sección 6.4.1. Para la realización de estos diagramas se usaron las actividades del Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, SiO₂ (ac) e H⁺ (Tabla 5). Cabe mencionar que para algunos pozos no se reportó la concentración de Ca²⁺, Mg²⁺ o incluso de SiO₂, por lo que estos datos no pudieron ser incluidos en los modelos geoquímicos de los fluidos.

Tabla 5. Ejemplo de los valores de logaritmos de actividades iónicas modelados para algunos fluidos provenientes de pozos geotérmicos pertenecientes al grupo de OUTLIERS. Note los iones y la temperatura seleccionada para este ejemplo.

| Temperatura/ Iones | Nombre del pozo | | | | | |
|-----------------------------|-----------------|---------|----------|----------|-----------|----------|
| 200° C | OB-1 | U_S 9-1 | La-7 | Well 4 | Well 1C-4 | La-4 |
| log(Na⁺) | -1.3041 | -1.2795 | -1.5536 | -0.9217 | -1.5339 | -1.6802 |
| log(K⁺) | -2.8514 | -2.1364 | -3.053 | -2.5516 | -3.2605 | -2.452 |
| log(SiO₂) | -2.4638 | -2.1916 | -2.5975 | -2.2325 | -2.3268 | -2.1062 |
| log(Ca⁺⁺) | -4.7908 | -3.4765 | -4.8602 | -3.1328 | 0 | -4.523 |
| log(Mg⁺⁺) | -4.7781 | -5.1039 | -5.6848 | -4.7652 | 0 | -5.242 |
| log(H⁺) | -7.23 | -7.1406 | -5.7846 | -7.4014 | -6.2 | -5.2033 |
| Temperatura en el modelo | 203 °C | 205 °C | 205.9 °C | 208.6 °C | 195 °C | 200.1 °C |

Note que en la tabla 5 existe un valor nulo para el calcio y el magnesio en el pozo "Well 1C-4"; ello es debido a que en la composición química original de dicho fluido no se reportó la concentración de estos componentes.

Como se mencionó anteriormente, para la construcción de los diagramas de actividad iónica se necesita tener un sistema coordinado de 2 dimensiones donde los ejes x y y representan las actividades de los iones en solución y donde cualquier reacción entre cualquier par de componentes iónicos pueda ser representada por medio de una curva univariante conocida como *línea de estabilidad*. De esta manera, para poder representar las actividades iónicas en los diagramas fue necesario identificar los datos necesarios para este fin en el archivo de salida de los modelos geoquímicos de los diferentes fluidos. Concretamente, se tomaron los valores enmarcados en los recuadros rojos de la figura 18 para llegar a obtener datos como los ejemplificados en la Tabla 6, los cuales se pueden ya representar en un diagrama de actividad.

Para poder comparar los valores de las actividades iónicas modeladas para los fluidos geotérmicos, con los campos de estabilidad mineral representados en los diagramas de actividad, es imprescindible que haya concordancia entre la temperatura fijada para el diagrama y la temperatura considerada durante el cálculo del modelo de equilibrio. Para cumplir con este requisito se consideró una diferencia máxima de ± 10 °C entre la temperatura del fluido y la del diagrama de actividad. Por ejemplo, el pozo La-4 del campo geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía, tiene reportada una temperatura medida de 231 °C (Kühn, 2004; Apéndice I). La composición química de los fluidos de este pozo podría ser representada en un diagrama de actividad iónica, por ejemplo a 200 °C, y los valores de las actividades iónicas modeladas (semejantes a las que se reportan en la Tabla 5) deberán haber sido calculadas para un intervalo de temperatura entre 190 y 210 °C.

Tabla 6. Ejemplo de valores de relaciones iónicas. Acorde con las leyes de los logaritmos, estos valores son el resultado de la resta de los valores de logaritmos de actividades iónicas individuales ejemplificados en la tabla 5.

| Pozo/Especies | OB-1 | U_S 9-1 | La-7 | Well 4 | Well 1C-4 | La-4 |
|--------------------------------------|---------|---------|---------|---------|-----------|---------|
| $\log(\text{Na}^+/\text{H}^+)$ | 5.9259 | 5.8611 | 4.231 | 6.4797 | 4.6661 | 3.5231 |
| $\log(\text{K}^+/\text{H}^+)$ | 4.3786 | 5.0042 | 2.7316 | 4.8498 | 2.9395 | 2.7513 |
| $\log(\text{Ca}^{++}/\text{H}^{+2})$ | 9.6692 | 10.8047 | 6.709 | 11.67 | 12.4 | 5.8836 |
| $\log(\text{Mg}^{++}/\text{H}^{+2})$ | 9.6819 | 9.1773 | 5.8844 | 10.0376 | 12.4 | 5.1646 |
| $\log(\text{SiO}_2)$ | -2.4638 | -2.1916 | -2.5975 | -2.2325 | -2.3268 | -2.1062 |

En la tabla 6 se resaltaron con el recuadro rojo los valores utilizados para la elaboración de los diagramas de actividad iónica $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ vs $a\text{K}^+/a\text{H}^+$.

Los diagramas de actividad iónica fueron realizados con ayuda del programa Act2, el cual forma parte del paquete GWB (Bethke, 2006), considerando las siguientes suposiciones:

- La solución acuosa siempre está presente,
- El aluminio (Al^{+++}) en los minerales siempre está en fase sólida,
- Las concentraciones de sílice están determinadas a la saturación de cuarzo,
- La presión y la temperatura son constantes.

La figura 19 presenta un diagrama de actividad para los iones Na^+ y K^+ , en el que se representan los campos de los minerales estables para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

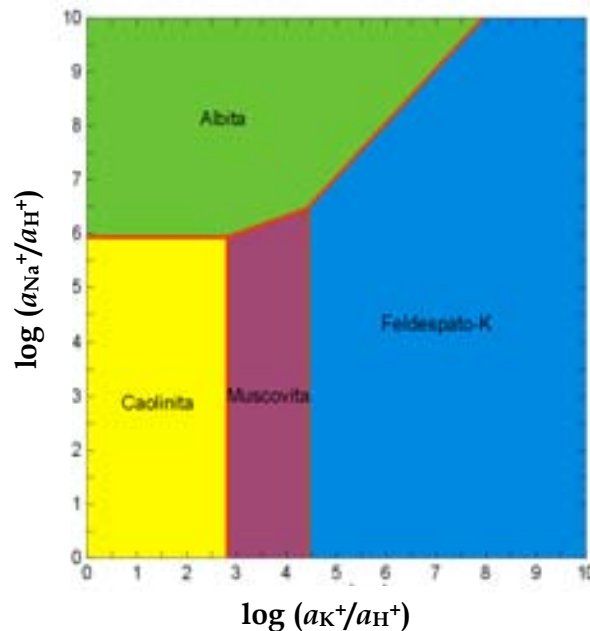


Fig. 19. Diagrama de actividad iónica de las especies Na^+ y K^+ para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. En el diagrama se presentan sólo las fases minerales estables a

100°C y suponiendo saturación de cuarzo.

En las siguientes secciones de este capítulo se describen diferentes diagramas de actividad iónica para pares de especies químicas formadoras de minerales hidrotermales relevantes en los sistemas geotérmicos. De forma particular, en este trabajo se muestran los diagramas de actividad iónica para $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ vs $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ y $a\text{Ca}^{2+}/a\text{H}^+{}^2$ vs $a\text{K}^+/a\text{H}^+$.

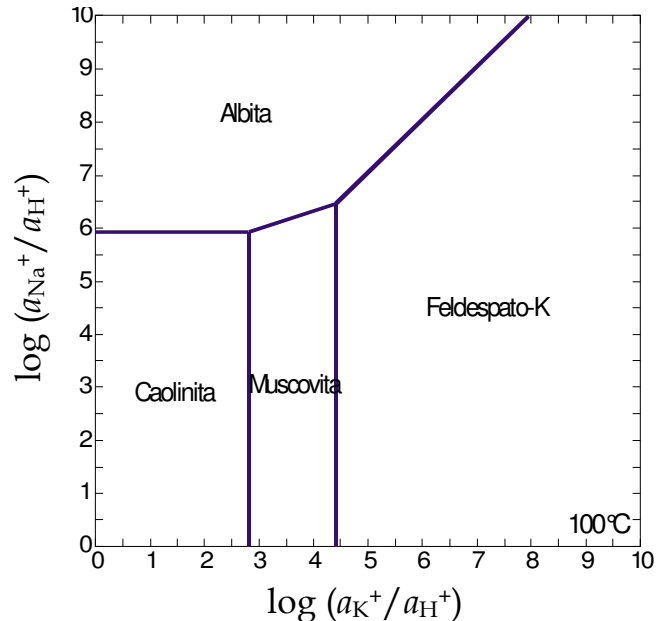


Fig. 20. Diagrama de actividades iónicas para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a una temperatura de 100 °C mostrando los minerales más representativos del sistema y considerando la saturación de cuarzo.

Para cada par de componentes (Na^+/K^+ y $\text{Ca}^{2+}/\text{K}^+$), los diagramas de actividad iónica fueron realizados a diferentes temperaturas: 100, 200, 250 y 300 °C. Los campos de estabilidad mineral para cada temperatura fueron representados por un color diferente en un mismo diagrama (figuras 20 a 22). De igual forma, se desarrollaron diagramas de actividad iónica para el Ca^{2+} y el K^+ como se muestra en la figura 23.

Los resultados de los modelos geoquímicos de los fluidos del grupo de OUTLIERS, fueron agrupados de acuerdo a su temperatura:

1) Fluidos de baja temperatura: los 5 pozos con temperaturas ≤ 100 °C del grupo de OUTLIERS para los cuales se tomó en cuenta solo la composición química de la fase líquida (suponiendo que en estos fluidos no existió fase gaseosa alguna por encontrarse debajo de la temperatura de ebullición),

2) Fluidos de mediana temperatura (>150 y <250 °C): el pozo "La-4" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) del grupo de OUTLIERS, el cual se modeló 2 veces, la primera tomando en cuenta la composición química completa del fluido (fases líquida y gaseosa); y la segunda, utilizando solamente la composición de la fase líquida. Este tratamiento se realizó a fin de estudiar el efecto del componente gaseoso en los diagramas de actividad, y

poder comparar dicho comportamiento con el de los fluidos que cuentan solamente con la composición química de la fase líquida. Los resultados CON y SIN la fase gaseosa son presentados en un mismo diagrama (Figs. 28, 29 y 30),

3) Fluidos de alta temperatura (>250 y ≤ 300 °C): el pozo “La-8” de Aluto-Langano (Etiopía), perteneciente al grupo de *OUTLIERS* y para el cual también se presentan los resultados de los modelos geoquímicos CON y SIN componente gaseosa (Figs. 31y 32).

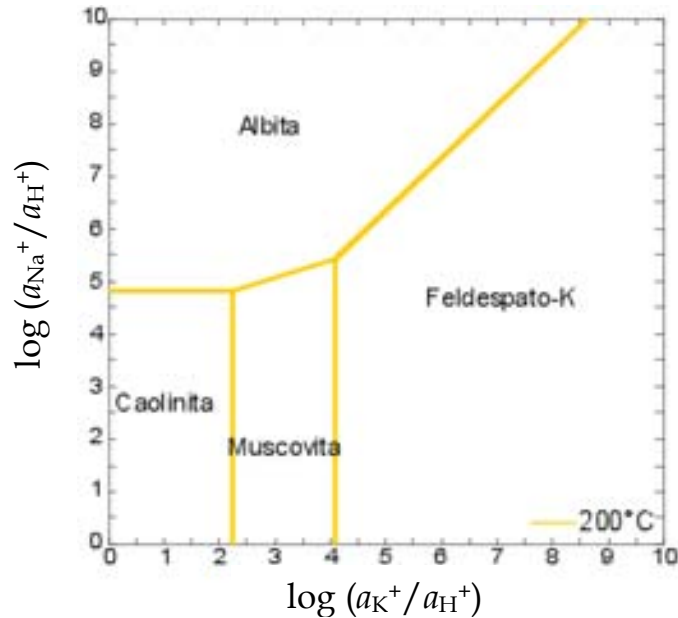


Fig.21. Diagrama de actividades iónicas para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ mostrando las fases minerales estables a 200 °C, considerando saturación de cuarzo.

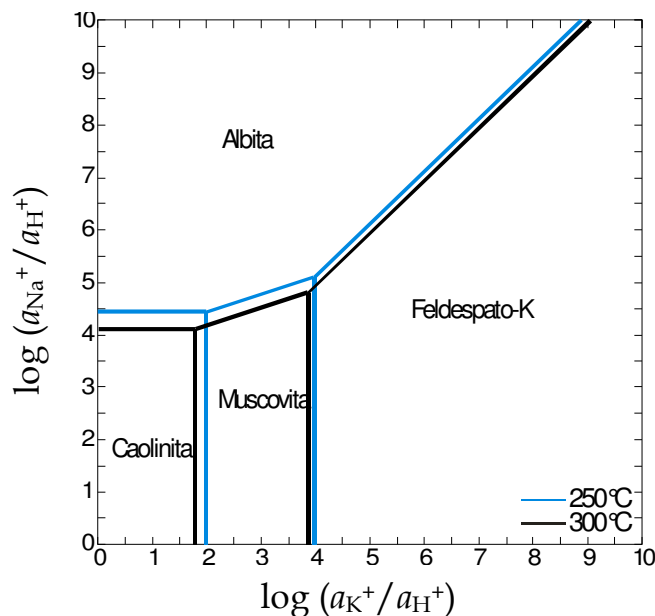


Fig. 22. Diagrama de actividad iónica para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ mostrando las fases minerales estables a 250 y 300 °C, suponiendo saturación de cuarzo.

La línea que separa la Albita del Feldespato-K (figuras 19 a 22) representa la región de equilibrio para la reacción de intercambio iónico entre estos dos minerales, fundamento principal del geotermómetro de Na/K. Es de esperarse que los puntos que representan los fluidos geotérmicos caigan sobre la línea de equilibrio entre ambos minerales para aquellos fluidos en los que exista equilibrio químico para la reacción de intercambio iónico a la temperatura indicada en el diagrama. Bajo esta hipótesis, para el grupo de fluidos *OUTLIERS* se esperaría que los datos NO cayeran sobre ésta línea, demostrando que los fluidos no se encuentran en equilibrio total con esta reacción y que, por lo tanto, el geotermómetro Na/K no podría proporcionar temperaturas correctas. De ser así, se podría explicar geoquímicamente el comportamiento discordante de los datos, observado por Díaz González (2008).

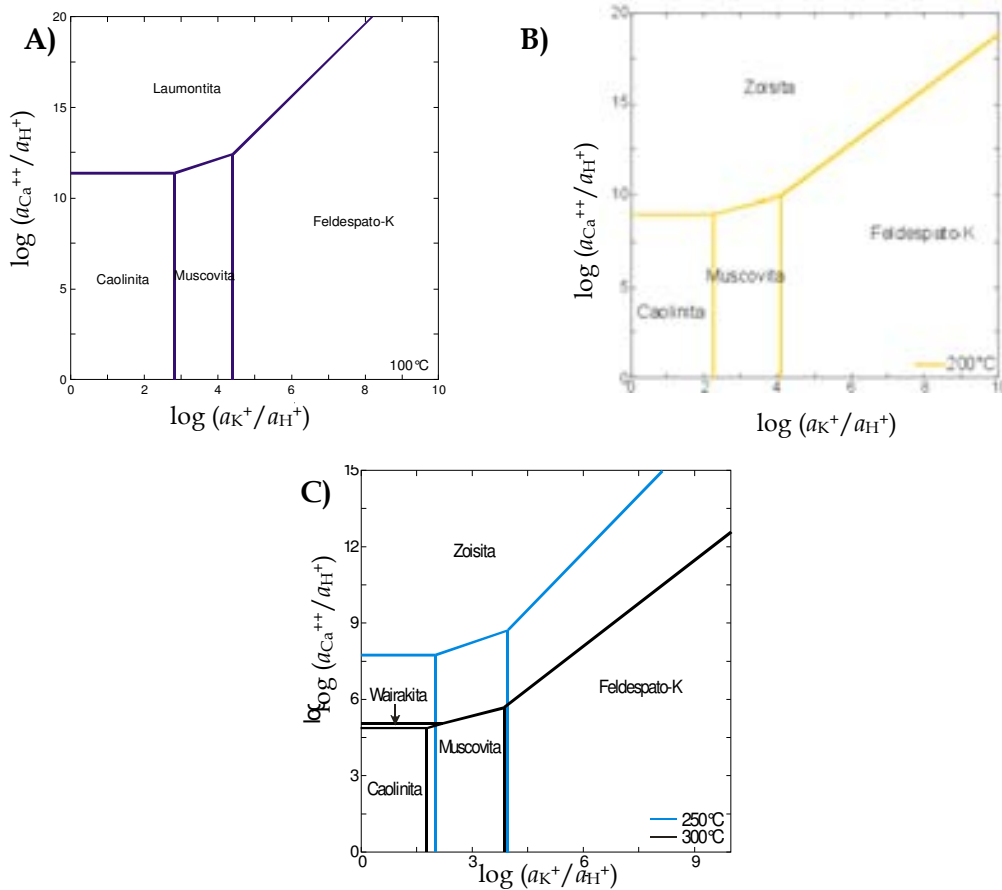


Fig. 23. Diagramas de actividades iónicas para el sistema $K_2O - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ donde los componentes principales son el Ca^{++} y el K^+ . A) Fases minerales en equilibrio a $100\text{ }^\circ\text{C}$; B) Fases minerales en equilibrio a $200\text{ }^\circ\text{C}$; C) Fases minerales en equilibrio a 250 y $300\text{ }^\circ\text{C}$.

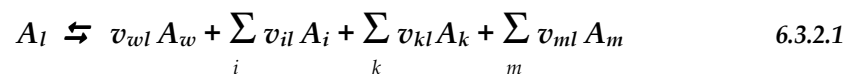
Por otro lado, también se elaboró otro diagrama de actividades iónicas de baja temperatura (>100 y $<150\text{ }^\circ\text{C}$) donde se incluyeron los resultados de la modelación de 9 de los fluidos que solo presentaban la composición química de la fase líquida del grupo de *OUTLIERS*. Este diagrama se realizó solamente con el fin de identificar tendencias generales de la composición química de los fluidos *OUTLIERS*.

En la sección 6.4 de este capítulo se muestran los resultados obtenidos durante la modelación geoquímica y exploran la hipótesis de trabajo planteada.

6.3.2 El Índice de Saturación Mineral y los diagramas de precipitación de minerales

La distribución de las especies disueltas en el fluido geotérmico, modeladas considerando el sistema acuoso en equilibrio, puede ser usada para determinar el grado en el cual dicho fluido se encuentra *sobresaturado* o *subsaturado* con respecto a los minerales que se pueden formar de acuerdo a los componentes químicos disueltos. De este modo, se podría estimar qué minerales pueden precipitar a partir de un fluido geotérmico determinado (Beane, 1994).

Continuando con la nomenclatura utilizada en la sección 6.2 para describir los fundamentos termodinámicos del modelado geoquímico y la construcción de diagramas de actividad iónica, se sabe que, para cualquier mineral A_l , podemos escribir la reacción:



donde en términos de la base, A_l es un mineral que puede ser formado combinando componentes en la base.

Para cualquier reacción, M_k tiene un producto de actividad en la forma:

$$Q_l = \frac{a_w^{v_{wl}} \cdot \prod_i (a_i m_i)^{v_{il}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kl}} \cdot \prod_m f_m^{v_{ml}}}{a_l} \quad 6.3.2.2$$

donde a_k y a_l tienen valores iguales a uno, ya que en las bases de datos termoquímicos de los programas para calcular modelos geoquímicos se encuentran solamente minerales con una composición estequiométrica pura (no soluciones sólidas). La ecuación 6.3.2.2 tiene la misma forma que la ecuación de acción de masas, por lo que podemos asegurar que la reacción está en equilibrio si Q_l es igual a la constante de equilibrio de la reacción K_l . El fluido estará saturado con respecto a A_l si Q_l es mayor que K_l , de lo contrario, si Q_l es menor que K_l , el fluido estará subsaturado.

No obstante, la saturación de un fluido con respecto a un mineral A_l es expresado comúnmente en términos del índice de saturación (SI):

$$SI_l = \log Q_l - \log K_l = \log (Q_l/K_l) \quad 6.3.2.3$$

el cual es el cociente del producto de actividad de la constante de equilibrio, expresado como un logaritmo. De la ecuación 6.3.2.3, un mineral *subsaturado* tiene un índice de saturación negativo, por lo tanto no podría precipitar a partir del fluido; un mineral *sobresaturado* tiene un índice de saturación positivo, por lo que éste podría precipitar a partir del fluido; y por último, un mineral con

índice de saturación igual a cero, indica que dicho mineral se encuentra en equilibrio con el fluido.

El programa *The Geochemist's Workbench* (Bethke, 2006) permite el cálculo de la cantidad que podría precipitar de un mineral a partir de un fluido, para aquellas fases que resultaron con índices de saturación mineral positivos. Estos resultados fueron usados para la construcción de diagramas de precipitación mineral, presentando en el eje X la temperatura y en el eje Y la cantidad de mineral que podría precipitar a partir del fluido. Estos diagramas son presentados en la sección 6.5 de acuerdo a tres intervalos de temperatura: (1) de 20 a 130 °C para los fluidos de baja temperatura; (2) de 20 a 220 °C para los fluidos de temperatura intermedia; y (3) de 20 a 300 °C para los fluidos de alta temperatura. En la misma sección 6.5 también se compara los minerales calculados con la mineralogía de alteración hidrotermal presente en los sistemas geotérmicos y reportada en la literatura original. Es importante resaltar que la mayoría de estos modelos fueron realizados con fluidos geotérmicos para los cuales se desconoce la composición de la fase gaseosa. Por esta razón, estos resultados deben ser considerados como preliminares (mientras se cuenta con la composición química completa de los fluidos), deben ser interpretados con precaución y tienen solamente la finalidad de observar concordancias generales entre los minerales de alteración reportados y los que posiblemente podrían precipitar a partir de los fluidos geotérmicos.

6.4 Resultados

En los diagramas de actividad realizados, los fluidos modelados aparecen agrupados por campo geotérmico y de acuerdo al sustrato geológico prevaleciente en el mismo. Se recurrió al uso de diferentes símbolos para representar al campo geotérmico y a un color específico para diferenciar el tipo de sustrato geológico al que están asociados los pozos.

En la Tabla 7 se muestra la simbología asignada a cada uno de los fluidos de los pozos del grupo de *OUTLIERS* y *NREP* utilizados en la modelación geoquímica. Esta misma simbología será usada en las secciones subsecuentes.

Tabla 7. Simbología utilizada para representar los pozos geotérmicos del grupo de OUTLIERS y NREP en los diagramas de actividad iónica.

| Símbolo | País | Campo | Pozo | T °C | Composición química utilizada | Grupo de datos |
|---------|----------------|-----------------|-------------|--------------|-------------------------------|----------------|
| ■ | El Salvador | Ahuachapán | Well TE | 110 | Fase líquida | NREP |
| ◆ | Estados Unidos | Salt Dome Basin | WI Wes 6-11 | 118 | Fase líquida | OUTLIERS |
| 1 ▲ | Etiopía | Aluto-Langano | La-2 | 110 | Fase líquida | OUTLIERS |
| 2 ▲ | | | La-4 | 231 | Fase líquida | |
| 2 ▲ | | | | 271 | Fase gaseosa y líquida | |
| 3 ▲ | | | | Fase líquida | | |
| 3 ▲ | | | La-8 | 271 | Fase gaseosa y líquida | |
| 3 ▲ | Fase líquida | | | | | |
| ◇ | Grecia | Nisyros | N1S1 | 100 | Fase líquida | OUTLIERS |
| 1 ● | India | Puga | GW-5 | 100 | Fase líquida | OUTLIERS |
| 2 ● | | | GW-11 | 100 | | |
| 3 ● | | | GW-10 | 110 | | |
| 4 ● | | | GW-25 | 120 | | |
| 5 ● | | | GW-2 | 125 | | |
| 6 ● | | | GW-7 | 135 | | |
| ▽ | Indonesia | Gunung-Salak | Salak W12 | 100 | Fase líquida | OUTLIERS |
| ▽ | | Wayang-Windu | W W13 | 100 | | |
| 1 ● | Islandia | Laugarbakkar | Well-1 | 96 | Fase líquida | NREP |
| 2 ● | | Baejarsveit | Well-3 | 109 | | |
| 3 ● | | Bakki | 88-08 | 120 | | |
| 4 ● | | | Well-1 | 136 | | |
| ■ | Nueva Zelanda | Rotorua | RR662 | 131 | Fase líquida | OUTLIERS |
| + | | Tauhara | THM2 | 135 | | |
| + | Tailandia | San Kampaeng | GTE | 120 | Fase líquida | NREP |
| ◇ | Turquía | Izmir | SH-1 | 107 | Fase líquida | OUTLIERS |
| 1 ▲ | | Balcova | B-9 | 122 | | NREP |
| 2 ▲ | | | BD-1 | 140 | | |

| Sustrato Geológico | |
|--------------------|-------------------------------------|
| ◆ | Areniscas/Calizas |
| ▲ ▲ | Ignimbritas/Basaltos |
| ■ | Riolitas |
| ▽ | Andesitas |
| ● | Basaltos |
| ▽ | Andesitas/Basaltos |
| ◇ | Basaltos/Riolitas |
| ■ | Vulcanodastos/Areniscas |
| + | Vulcanodastos/Sedimentos |
| ● | Vulcanosedimentario/Esquistos |
| ▲ | Areniscas/Metareniscas |
| ◇ | Mármol/Gneis/Esquisto |
| + | Granitos/Basaltos/Areniscas/Lutitas |

A continuación se muestran los resultados obtenidos del modelado geoquímico de algunos de los fluidos de los grupos de datos *OUTLIERS* y *NREP*. Estos resultados serán presentados en diagramas de actividad iónica para las especies Na^+ y K^+ , así como para Ca^{++} y K^+ . Los diagramas se presentan y describen por intervalo de temperatura, comenzando por los diagramas de baja temperatura, siguiendo con los de mediana y por último los de alta temperatura, tal y como fueron referidos en las secciones y capítulos anteriores.

Cabe mencionar que en la sección 6.6 se discutirán las hipótesis que pretenden explicar los comportamientos mostrados por los fluidos tanto en los diagramas de actividad iónica como en los de precipitación de minerales, por lo que los párrafos siguientes son solo de índole descriptivo.

6.4.1 Diagramas de actividad iónica del grupo de datos *OUTLIERS*

En esta sección se describen, en un primer apartado, los diagramas de actividad iónica para las especies Na^+ y K^+ , debido a su importancia en el estudio e interpretación de los datos discordantes (*OUTLIERS*) con respecto al geotermómetro de Na/K propuesto por Díaz-González (2008). Posteriormente, se describen los diagramas para los componentes Ca^{++} y K^+ .

Para una mejor comprensión de los diagramas de actividad iónica se recomienda atender la simbología en la Tabla 7, a fin de observar la correspondencia entre el nombre de los pozos a los cuáles pertenecen los fluidos modelados, el sistema geotérmico al que pertenecen, el sustrato geológico en el que yacen y la temperatura que muestran.

6.4.1.1 Diagramas de actividad iónica de baja temperatura (~100 °C)

En la figura 24 se muestran los fluidos de los pozos "N1S1" (Nisyros, Grecia); "GW-5", "GW-11" (Puga, India); "Salak W12" (Gunug-Salak, Indonesia) y "W W13" (Wayang-Windu, Indonesia), todos ellos con una temperatura de 100 °C (ver Tabla 7).

La modelación geoquímica de estos fluidos (Fig. 24) se hizo utilizando solo la composición química de la fase líquida, debido a que a temperaturas iguales o menores a 100 °C (antes de que comience a ebullición un fluido relativamente diluido) es posible suponer que solo existe esta fase; en otras palabras, se minimiza el efecto de la composición química de la fase de vapor.

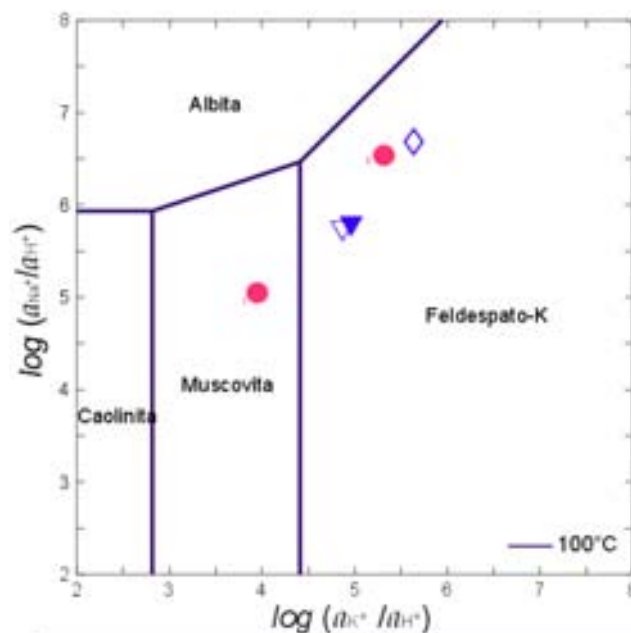


Fig. 24. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 100 °C. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja

temperatura del grupo de OUTLIERS.

Como se puede observar en la figura 24, los datos caen dentro de los campos de estabilidad del feldespato potásico y de la muscovita. Además, se observa una clara alineación de los fluidos en forma paralela a la línea límite entre las fases albita y feldespato potásico, pero desplazada hacia la parte inferior del diagrama.

Si calculamos los campos de estabilidad de los mismos minerales para diferentes temperaturas, y graficamos estos mismos fluidos (Fig. 25), podemos observar un alineamiento de la mayoría de los datos cercano a la línea de equilibrio entre albita y feldespato potásico a los 250 °C (línea azul claro en Fig. 25).

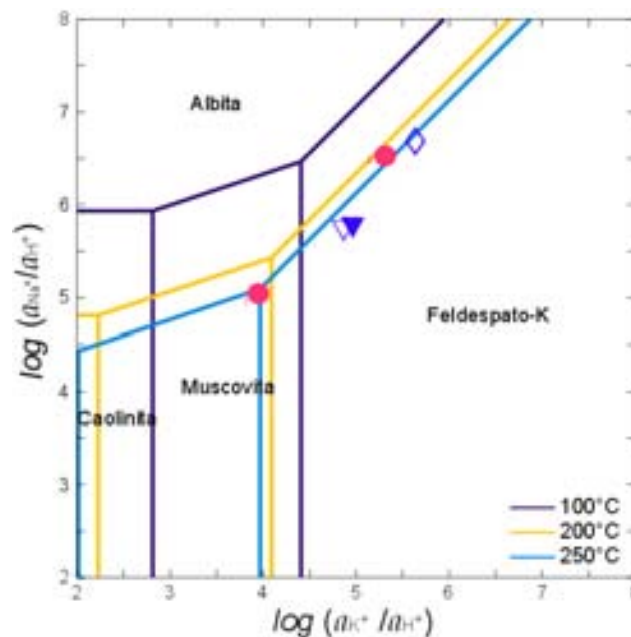


Fig. 25. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para temperaturas de 100, 200 y 250 °C. Los datos graficados corresponden al intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS.

Tomando en cuenta estas nuevas líneas de equilibrio (Fig. 25), se observa claramente que los fluidos de los pozos "N1S1" del campo geotérmico de Nisyros (Grecia), "GW-5" y "GW-11" del campo de Puga (India), parecen estar en o muy cercanos al equilibrio de la reacción de intercambio iónico entre la albita y el feldespato-K a una temperatura de 250 °C (línea color azul claro, Fig. 25). Por otro lado, los fluidos de los pozos de Indonesia (ver Tabla 7) se encuentran ligeramente desplazados de esta misma línea de equilibrio hacia el campo del feldespato-K.

La figura 26 presenta las fases minerales estables para los componentes Ca^{2+} y K^+ a 100 °C. En esta figura se observa que el fluido del pozo "GW-5" del campo geotérmico de Puga (India) cae en el campo de estabilidad del mineral laumontita, indicando que en este fluido la laumontita es la fase estable y

dominante para las reacciones químicas que involucran al Ca^{2+} y al K^+ a $100\text{ }^\circ\text{C}$. A primera vista, parecería que la mayoría de los fluidos se ubican en la región de estabilidad del feldespato potásico, sin embargo, se aprecia una alineación de los fluidos de los pozos "N1S1", "GW-11", "Salak W12" y "W W13" (ver Tabla 7) con respecto a la línea de equilibrio laumontita-feldespato-K pero desplazada un poco hacia la parte inferior del diagrama

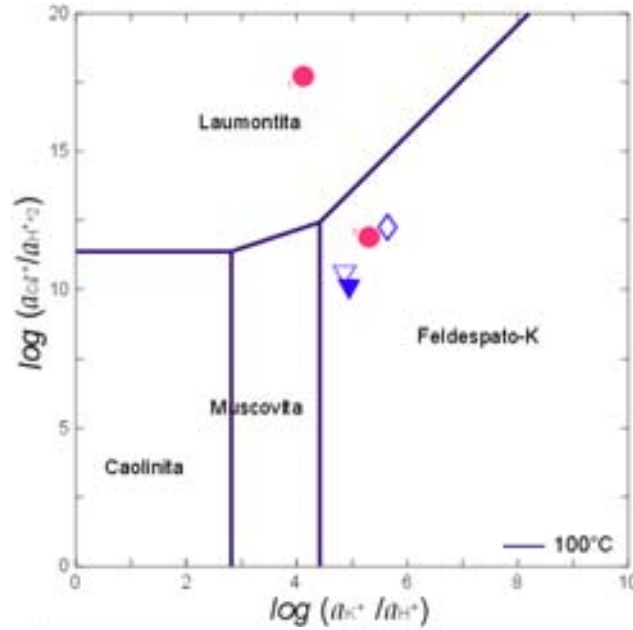


Fig. 26. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^+$ y K^+/H^+ para $100\text{ }^\circ\text{C}$. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS.

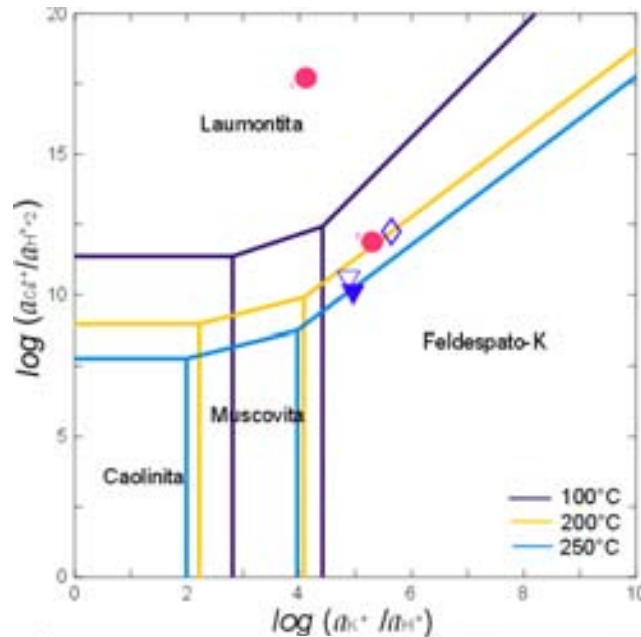


Fig. 27. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^+$ y K^+/H^+ para temperaturas de 100 , 200 y $250\text{ }^\circ\text{C}$. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS.

En figura 27 se dibujaron los campos de estabilidad para los mismos minerales pero a diferentes temperaturas (200 °C, líneas amarillas y 250 °C, líneas azules). Como se puede observar en la figura 27, los fluidos de los pozos "N1S1" (Nisyros, Grecia) y "GW-11" (Puga, India) caen sobre la línea de equilibrio laumontita-feldespato-K pero a una temperatura de 200 °C (líneas amarillas, Fig. 27), mientras que el fluido del pozo "W W13" (Wayang-Windu, Indonesia) cae sobre la línea de equilibrio de estos minerales pero a 250 °C (líneas azules, Fig. 27).

6.4.1.2 Diagramas de actividad iónica de mediana temperatura (~ 200°C)

En esta sección se incluyeron los resultados obtenidos a partir del modelado geoquímico del fluido del pozo "La-4", del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía), el cual resultó ser el único dato de mediana temperatura con información química tanto de la fase líquida como de la fase gaseosa.

Para estudiar el efecto que podría tener la fase gaseosa en el modelado geoquímico, se corrieron dos modelos para el fluido del pozo "La-4": uno utilizando la composición química de ambas fases (líquida y gaseosa), reconstituyendo el fluido a condiciones de yacimiento; y el otro sin considerar la fase gaseosa del fluido (condiciones semejantes a las que se encuentran la mayor parte de los fluidos del grupo de *OUTLIERS*).

De acuerdo a estas consideraciones, se elaboró un diagrama de actividad química para los componentes Na^+ y K^+ (Fig. 28) y uno para los componentes Ca^{++} y K^+ (Fig. 30). En ambos diagramas (figuras 28 y 30) se presentan los resultados obtenidos al modelar el fluido del pozo "La-4" (Aluto-Langano, Etiopía) CON y SIN la fase gaseosa (ver simbología en la Tabla 7).

Como se puede observar en la figura 28, el efecto más notable al modelar el fluido del pozo "La-4" CON y SIN la fase gaseosa es el que los valores de las relaciones de las actividades de Na^+/H^+ y K^+/H^+ se ven afectados por el cambio en la actividad del H^+ (pH). En el fluido modelado SIN la fase gaseosa se observan mayores valores para las relaciones Na^+/H^+ y K^+/H^+ debido a las menores actividades del H^+ . Sin embargo, en la figura 28 se puede apreciar que ambos puntos de este fluido (CON y SIN la fase gaseosa) forman una línea paralela a la línea de equilibrio albita-feldespato-K pero desplazada hacia la porción inferior del diagrama, indicando para este fluido una temperatura mayor (300 °C) a la reportada inicialmente para este pozo (Fig. 29).

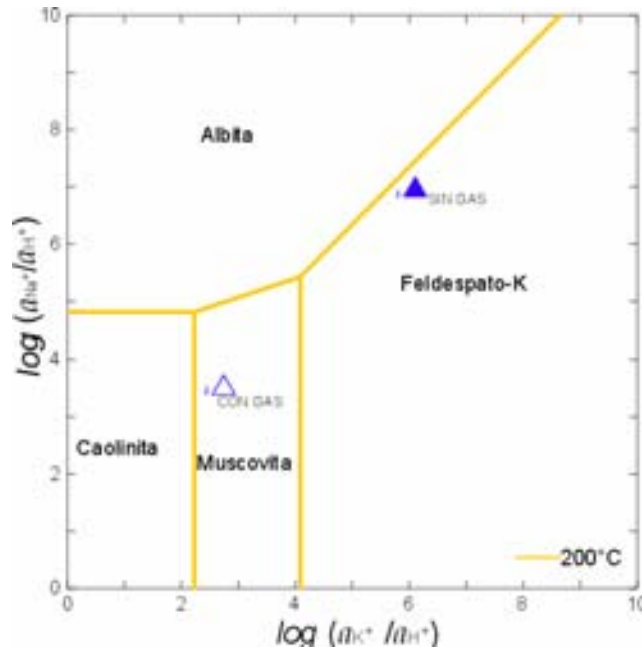


Fig. 28. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 200°C . Los datos graficados corresponden al fluido del pozo “La-4” del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) modelado CON y SIN la fase gaseosa (ver simbología en Tabla 7).

Por otro lado, el fluido del pozo “La-4” modelado considerando ambas fases (líquida y gaseosa; dato rotulado “CON GAS” en la Fig. 29) cae en el campo de la muscovita como una extensión de la línea de equilibrio entre la Albite y el Feldespato-K, probablemente en un estado de metaestabilidad (círculo segmentado color rojo, Fig. 29).

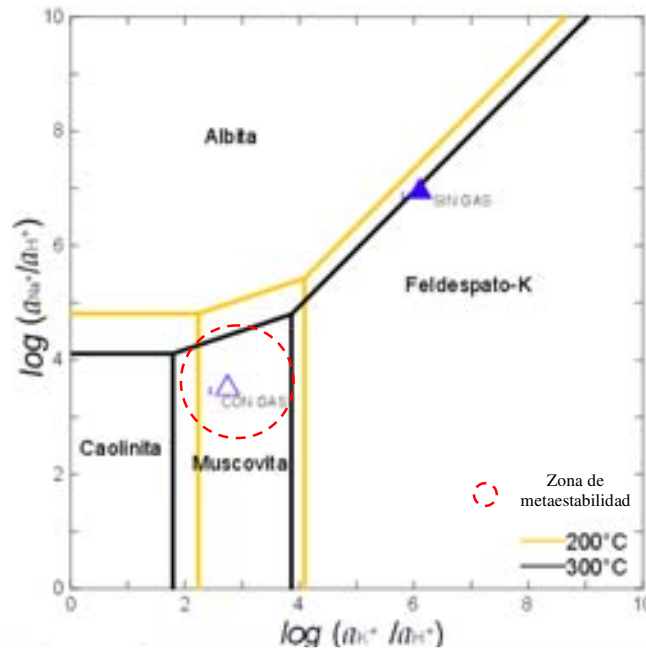


Fig. 29. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 200 y 300°C . Los datos graficados corresponden al pozo “La-4” del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) modelados CON y SIN la fase gaseosa

(simbología, Tabla 7), perteneciente al intervalo de mediana temperatura del grupo de OUTLIERS. El círculo segmentado en color rojo representa el estado de metaestabilidad química para este fluido, es decir que se encuentra en un estado muy cercano al equilibrio químico bajo dichas condiciones de temperatura y composición química.

En la figura 30 se presenta el diagrama de actividad iónica para los componentes Ca^{++} y K^+ para una temperatura de $200\text{ }^\circ\text{C}$, donde igualmente se muestran los resultados de los modelos geoquímicos del fluido del pozo "La-4" (Aluto-Langano, Etiopía) CON y SIN la fase gaseosa. De manera semejante a la figura 28, el fluido modelado SIN la fase gaseosa presenta mayores valores en las relaciones $\text{Ca}^{++}/(\text{H}^+)^2$ y K^+/H^+ , como un efecto de los valores diferentes en el pH del fluido.

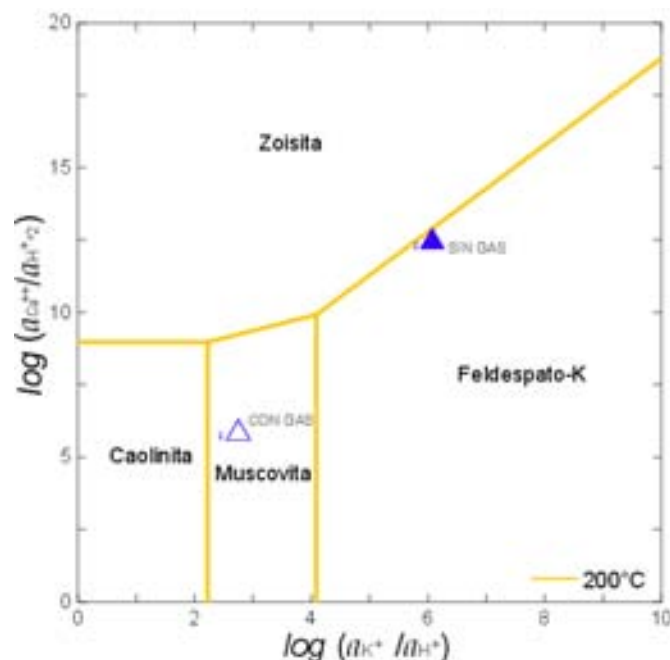


Fig. 30. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $\text{Ca}^{++}/\text{H}^+$ y K^+/H^+ para $200\text{ }^\circ\text{C}$. Los datos graficados corresponden al fluido del pozo "La-4" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) modelado CON y SIN la fase gaseosa (Tabla 7). Este pozo pertenece al intervalo de mediana temperatura del grupo de OUTLIERS.

6.4.1.3 Diagramas de actividad iónica de alta temperatura ($250 - 300\text{ }^\circ\text{C}$)

Para el intervalo de alta temperatura, se hicieron diagramas de actividad iónica tanto para los componentes Na^+/H^+ vs K^+/H^+ (Fig. 31), como para $\text{Ca}^{++}/\text{H}^+$ vs K^+/H^+ (Fig. 32). En dichos diagramas se presentan los resultados de los modelos geoquímicos CON y SIN el componente gaseoso del fluido del pozo "La-8" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). Es decir, reconstituyendo la composición química del fluido a condiciones de yacimiento (fluido CON GAS) y sin reconstituirla (fluido SIN GAS).

Como puede observarse en la figura 31, el cambio en el pH del fluido del pozo "La-8" (Aluto-Langano, Etiopía), provocado por la inclusión o no de la fase gaseosa en el modelo, produce en el fluido SIN gas un desplazamiento hacia valores mayores de las relaciones $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}$ y $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$. No obstante, puede observarse que ambos datos (CON y SIN gas) producen una línea con la misma inclinación con respecto a la línea de equilibrio albíta-feldespato-K, lo cual hace suponer que este fluido se encuentra en equilibrio químico con la reacción de intercambio iónico entre estos minerales a una temperatura cercana a los 250 °C.

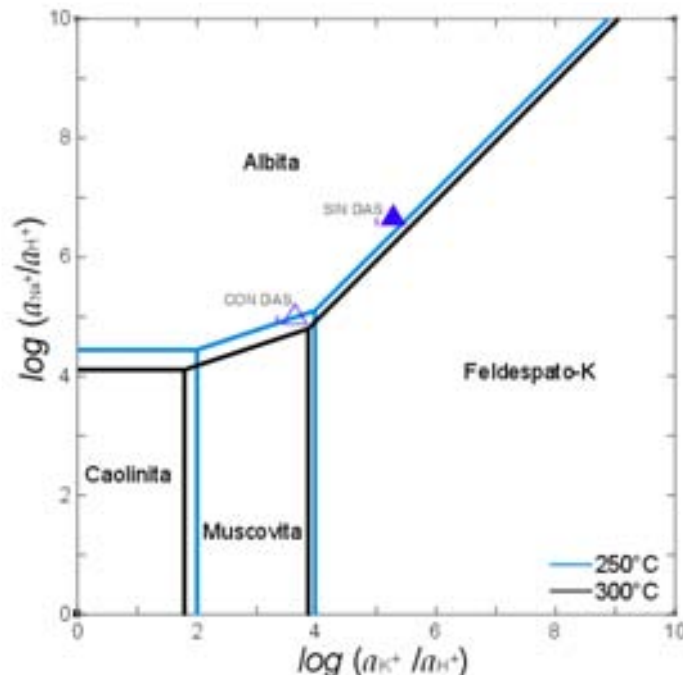


Fig. 31. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 250 y 300 °C. Los datos graficados corresponden al fluido del pozo "La-8" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) modelado CON y SIN la fase gaseosa (Tabla 7). Este pozo pertenece al intervalo de alta temperatura del grupo de OUTLIERS.

En la figura 32, se observa el diagrama de actividad iónica para los componentes $\text{Ca}^{++}/\text{H}^+$ y K^+/H^+ donde se presentan los resultados de los modelos geoquímicos del fluido del pozo "La-8" (Aluto-Langano, Etiopía) CON y SIN fase gaseosa (ver Tabla 7). De igual forma, en esta figura se observa el efecto del cambio en el pH por la inclusión de la fase gaseosa en el modelo geoquímico, desplazando al modelo del fluido SIN gas a mayores valores de las relaciones $\text{Ca}^{++}/(\text{H}^+)^2$ y K^+/H^+ . En esta misma figura (Fig. 32) se observa que ambos modelos (CON y SIN gas) caen en la zona de estabilidad mineral de la zoisita, indicando que esta fase probablemente controla las reacciones químicas que involucran al Ca y K entre 250 y 300 °C.

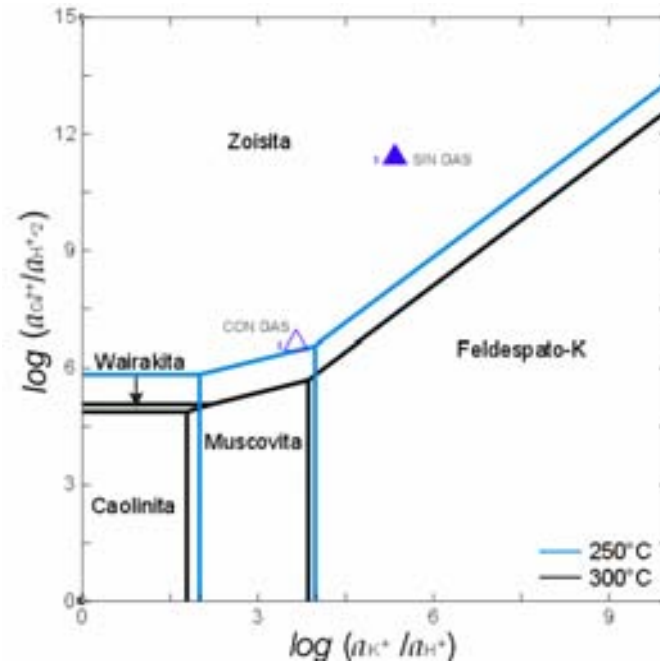


Fig. 32. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $\text{Ca}^{++}/\text{H}^{+}$ y $\text{K}^{+}/\text{H}^{+}$ para 250 y 300 °C. Los datos graficados corresponden al fluido del pozo "La-8" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía) modelado CON y SIN la fase gaseosa (Tabla 7). Este pozo pertenece al intervalo de alta temperatura del grupo de OUTLIERS.

6.4.1.4 Diagramas de actividad iónica comparativos preliminares* del grupo de OUTLIERS

En la figura 33 se presentan los resultados obtenidos de la modelación geoquímica de algunos otros fluidos de baja temperatura del grupo de OUTLIERS, pero con temperaturas mayores a 100 y menores de 150 °C. Aunque la temperatura reportada de estos fluidos es mayor a 100 °C, la composición química de su fase gaseosa no fue reportada, por lo que no fue posible realizar un modelo geoquímico completo de estos datos. Teniendo en mente esta importante limitación, se tomó una especial precaución en la interpretación de los resultados y su comparación con los modelos de otros fluidos (figuras 24 y 25). Sin embargo, el comportamiento de los fluidos con temperaturas entre 100 y 150 °C (Fig. 33) es similar al presentado por los fluidos con temperaturas de 100 °C (figuras 24 y 25), con un alineamiento de los datos paralelo a la línea de equilibrio entre albita y feldespato-K (Figura 33) y una buena concordancia con la línea de equilibrio entre la albita y el feldespato-K pero a una temperatura de 250 °C (Figura 34).

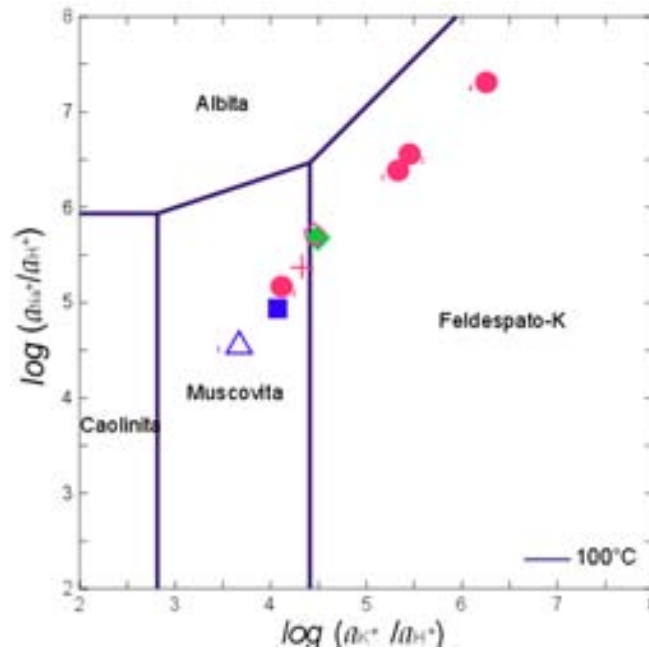


Fig. 33. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 100 °C. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS entre 100 y 150 °C. La modelación geoquímica de estos datos se hizo utilizando solamente la composición química de la fase líquida de los fluidos.

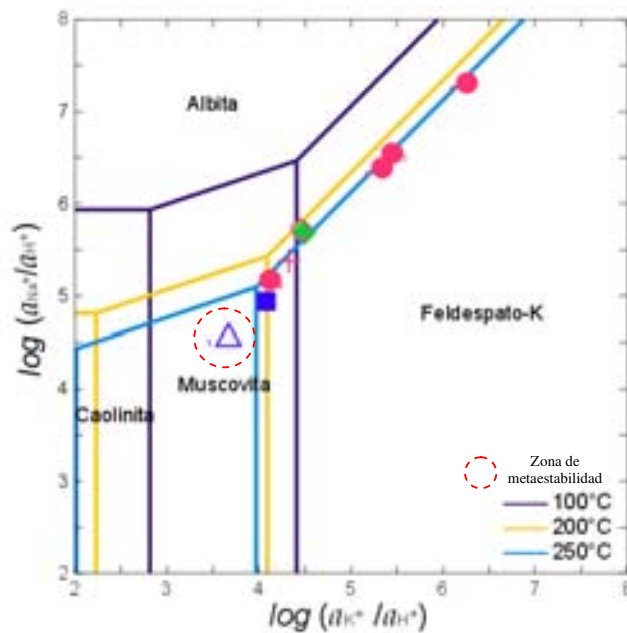


Fig. 34. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para temperaturas de 100, 200 y 250 °C. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS entre 100 y 150 °C. La modelación de estos datos se hizo utilizando solamente la composición química de la fase líquida de los fluidos.

Es necesario recordar que los fluidos representados en las figuras 33 y 34 fueron modelados considerando solamente la fase líquida de éstos, y que por esta razón debemos extremar precauciones al interpretar el comportamiento de los mismos. Sin embargo, resulta interesante observar que ambos grupos de fluidos (figs. 24 y 25, comparadas con las figs. 33 y 34) presentan el mismo comportamiento, es decir, un alineamiento paralelo a la línea de equilibrio albíta-feldespató-K pero a una temperatura mayor (entre 200 y 250 °C) que la que se reporta en la literatura original para estos fluidos (ver Tabla 7).

Por otro lado, en la misma figura 34 se muestra que uno de los fluidos del campo geotérmico de Aluto-Langano ("La-2", triángulo azul resaltado con un círculo segmentado en color rojo) está ubicado en el campo de la moscovita en extensión del alineamiento presentado por el resto de los datos. Este comportamiento probablemente indica un estado de *metaestabilidad* entre la albíta y el feldespató potásico para este fluido (Barret et al., 1973; Cahn, 2001), a reserva de que la falta de la composición química de la fase gaseosa en el modelo de este fluido haya influido de forma particular en los resultados de este fluido.

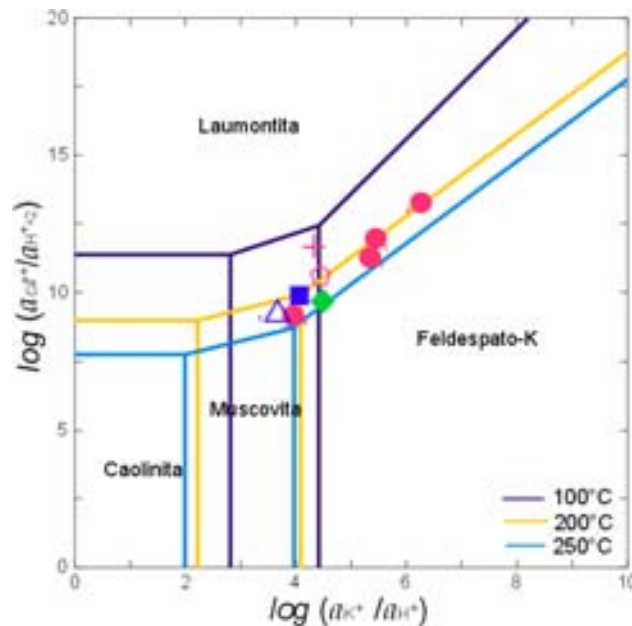


Fig. 35. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+}$ y $\text{K}^{+}/\text{H}^{+}$ para temperaturas de 100, 200 y 250 °C. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de OUTLIERS entre 100 y 150 °C. La modelación de estos datos se hizo utilizando solamente la composición química de la fase líquida de los fluidos.

De manera análoga a las figuras 33 y 34, se realizó un diagrama de actividad iónica para los componentes Ca^{2+} y K^{+} de los fluidos con temperaturas reportadas entre 100 y 150 °C (Fig. 35). Considerando de antemano la limitada confiabilidad de los resultados obtenidos a partir de la modelación geoquímica solo de la fase líquida de estos fluidos, estos diagramas tienen principalmente el fin de observar tendencias generales de los fluidos de baja temperatura y

comparar su comportamiento con las tendencias observadas en las figuras 26 y 27. En la figura 35 se puede observar que la mayor parte de los fluidos con temperaturas entre 100 y 150 °C caen entre las líneas de equilibrio laumontita-feldespato-K a temperaturas mayores a las reportadas para dichos fluidos (comparar con los datos en la Tabla 7). Esta observación es semejante a las observaciones hechas en los diagramas de actividad para los componentes Na^+ y K^+ (Figs. 25 y 34) y para Ca^{++} y K^+ para fluidos a 100 °C (Fig. 27).

6.4.2 Diagramas de actividad iónica del grupo de datos *NREP*

Resulta conveniente recordar que el grupo de datos denominado *NREP* es una muestra representativa aleatoria de 44 datos geoquímicos de fluidos geotérmicos no discordantes obtenidos a partir de la versión final de la *NBDGM* reportada por Díaz González (2008). Este grupo de datos fue también modelado geoquímicamente con la finalidad de comparar los resultados de sus modelos con los resultados obtenidos a partir de los datos discordantes (*OUTLIERS*). Como hipótesis de trabajo se pensó que al modelar los datos de fluidos del grupo *NREP* y representarlos en un diagrama de actividades iónicas Na^+/H^+ vs. K^+/H^+ , éstos deberían caer en o cerca de la línea de equilibrio entre albita y feldespato potásico. Esta podría ser una forma de verificar que los fluidos modelados están en equilibrio químico y, por lo tanto, se comprobaría que el funcionamiento del geotermómetro de Na/K para estos fluidos es el adecuado.

Sin embargo, solamente se pudieron usar 8 de los 44 fluidos agrupados en *NREP* debido a la falta de información de la composición química completa de estos fluidos (fase líquida y gaseosa; ver Tabla 7 para conocer los fluidos modelados y la simbología empleada para su graficación). Los fluidos del grupo de datos *NREP* modelados para este trabajo, pertenecen al intervalo de baja temperatura (~ 100 a < 150 °C). De estos 8 datos, solo el fluido del pozo "Well-1" del campo geotérmico de Laugarbakkar (Islandia), presenta una temperatura menor a 100 °C, por lo que este fluido fue el único que se pudo modelar considerando solamente la composición de la fase líquida de manera relativamente confiable, por tener una temperatura menor a la temperatura de ebullición. Los 7 fluidos restantes del grupo de datos *NREP* tuvieron temperaturas reportadas > 100 y < 150 °C (intervalo de baja temperatura) y fueron modelados considerando únicamente la composición química de la fase líquida. Esta modelación se llevó a cabo aún cuando se conoce la incertidumbre que trae el desconocimiento de la fase gaseosa de los fluidos en estudio. Estos estudios fueron realizados simplemente para observar tendencias generales, y para poder realizar un primer acercamiento a las posibles diferencias entre los fluidos del grupo de *OUTLIERS* y los datos *NREP*. Los resultados presentados en esta sección deben ser tomados con precaución.

En la figura 36 se muestran los resultados de los modelos de fluidos del grupo de datos NREP con temperaturas medidas alrededor de los 100 °C y menores a 150 °C.

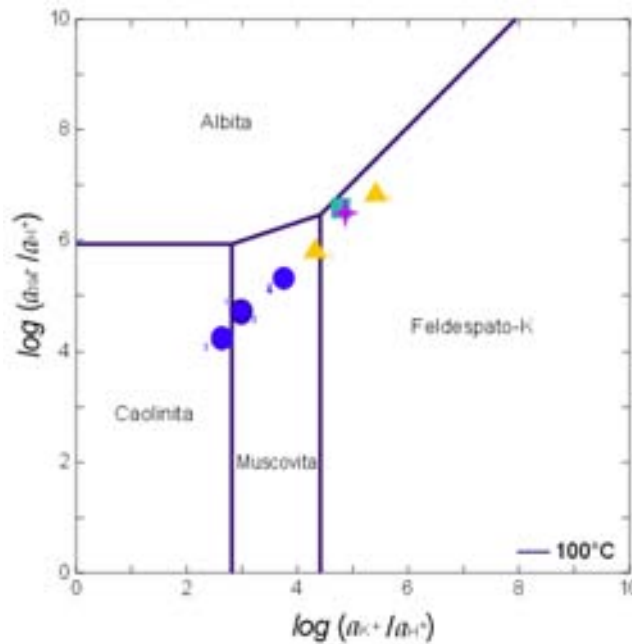


Fig. 36. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 100°C. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de datos NREP (entre 100 y 150 °C).

En la figura 36 se observa que los fluidos del grupo NREP de baja temperatura se alinean de manera paralela a la línea de equilibrio albíta-feldespato-K, con un ligero desplazamiento hacia la parte inferior del diagrama. Este mismo comportamiento se ha visto evidenciado en las figuras 28, 30 y 31 de la sección 6.4.1., en donde los fluidos parecen estar en equilibrio químico con las fases albíta y feldespato-K pero a temperaturas teóricas mayores que las reportadas originalmente para los fluidos. Esto se observa en la figura 37, donde los datos del grupo NREP caen sobre o muy cerca de la línea de equilibrio entre la albíta y el feldespato-K para los 150 °C.

De acuerdo a este nuevo diagrama (Fig. 37), los fluidos de los pozos "Well TE" (Ahuachapán, El Salvador), "GTE" (San Kampaeng, Tailandia), "B-9" y "BD-1" (Balcova, Turquía) parecen estar en equilibrio con las fases albíta-feldespato-K a 150 °C (ver simbología en Tabla 7). Por su parte, los fluidos de los pozos de los campos geotérmicos de Islandia (observar Tabla 7; enmarcados por el círculo rojo segmentado en la Fig. 37) parecen estar en un equilibrio metaestable entre la albíta y el feldespato-K.

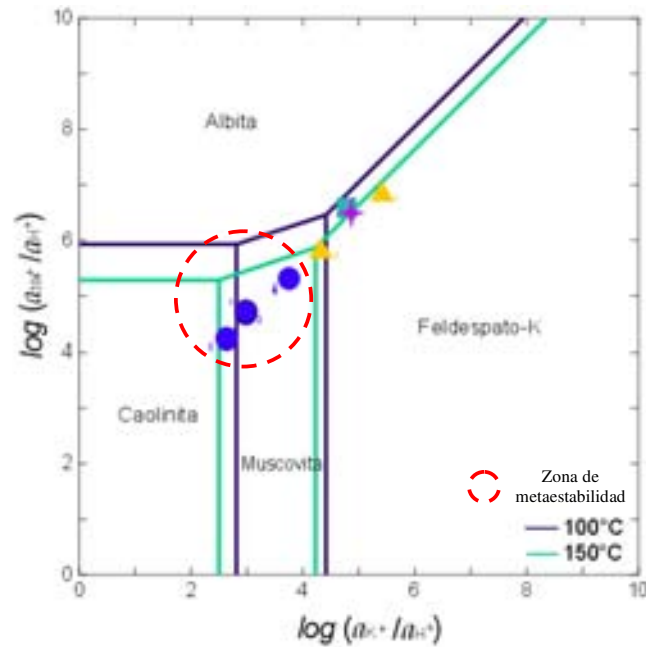


Fig. 37. Diagrama de actividades iónicas para los componentes Na^+/H^+ y K^+/H^+ para 100 y 150 °C de temperatura. Los datos graficados corresponden a los pozos del intervalo de baja temperatura del grupo de datos NREP.

6.5 Interpretación de los diagramas de precipitación de minerales

En esta sección se presentan los resultados de los modelos geoquímicos realizados a los fluidos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS*, correspondientes al cálculo de los minerales que, al estar sobresaturados en el fluido, podrían precipitar a partir de ellos. Estos diagramas fueron construidos con ayuda del programa computacional Gtplot (GWB, Bethke, 2006).

En la figura 38 se presentan los minerales que podrían precipitar a partir de los fluidos de los pozos "N1S1" (Nisyros, Grecia), "S_W12" (Gunung Salak, Indonesia) y "W_W13" (Wayang-Windu, Indonesia). Asimismo, se observa que los minerales que podrían llegar a precipitar a partir de los fluidos de baja temperatura del grupo de *OUTLIERS* presentados en este diagrama, y a lo largo de todo el intervalo de temperatura calculado (25 a 100 °C), son el cuarzo, la microclina y la dolomita, pertenecientes los dos primeros al grupo de los silicatos y el último al de los carbonatos. La muscovita (grupo de las micas) precipitaría a partir del fluido del pozo "N1S1" solamente entre los 100 y los 70 °C.

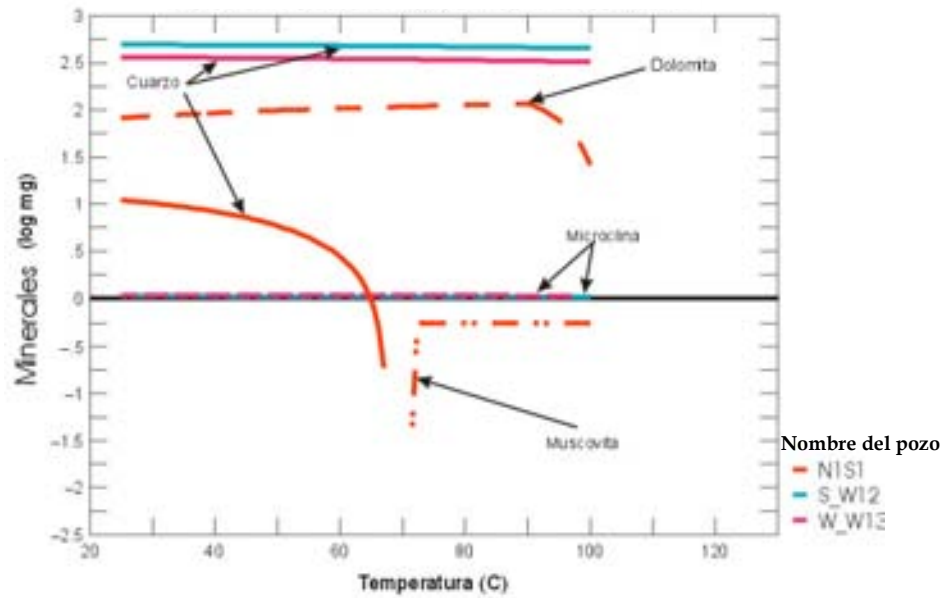


Fig. 38. Diagrama de minerales que podrían precipitar a partir de los fluidos de pozos de baja temperatura del grupo de OUTLIERS. "N1S1", Grecia; "S_W12" y "W_W13", Indonesia.

Para los fluidos de los pozos "GW-5" y "GW-11" de baja temperatura (~ 100 °C) del campo geotérmico de Puga, India, se observa que nuevamente el mineral con mayor posibilidad de precipitación a lo largo de todo el intervalo de temperatura (25 a 100 °C) a partir de estos fluidos es el cuarzo, del grupo de los silicatos (figura 39). La calcita aparece también como mineral precipitado a lo largo de todo el intervalo de temperatura, pero solo para el fluido del pozo "GW-11"; para el fluido del pozo "GW-5", en cambio, este mineral podría precipitar a partir de 100 °C aproximadamente y continuaría hasta 80 °C. La dolomita podría precipitar a partir del fluido del pozo "GW-5" a partir de 100 °C y hasta una temperatura menor a 70 °C; mientras que para el fluido del pozo "GW-11", este mineral comenzaría a precipitar a partir de los 75 °C y continuaría hasta los 25 °C.

Otro de los minerales que podría precipitar a partir del fluido del pozo "GW-11" es el talco (Fig. 39), pero solo para un pequeño intervalo de temperatura (a partir de 100 °C hasta 75 °C, aproximadamente). A partir del fluido del pozo "GW-5" precipitaría una cantidad menor de muscovita a lo largo de todo el intervalo de temperatura, es la muscovita (Fig. 39).

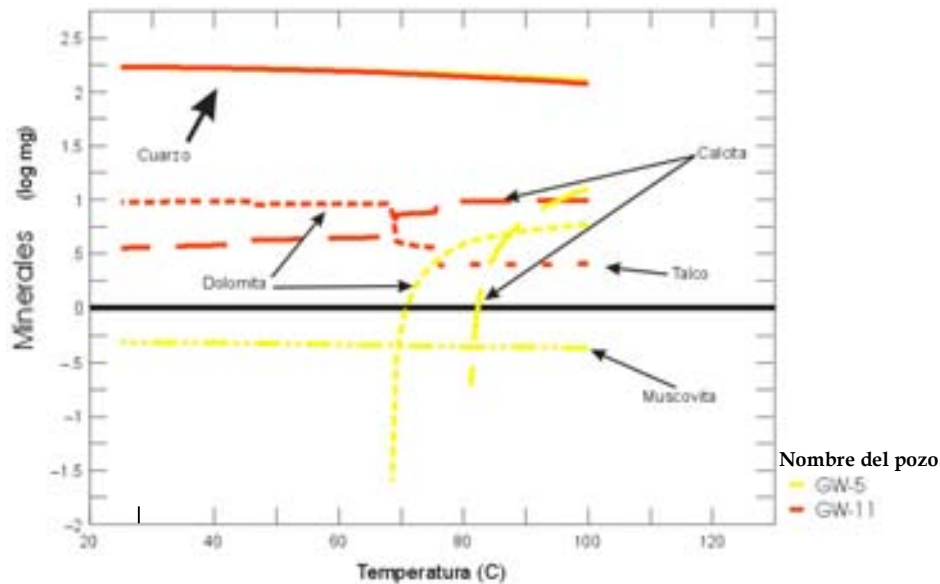


Fig. 39. Diagrama de precipitación de minerales para los fluidos de los pozos "GW-5" y "GW-11" del campo geotérmico de Puga, India, pertenecientes al grupo de OUTLIERS de baja temperatura.

En la figura 40 se presenta el diagrama de precipitación de minerales para los fluidos considerados de mediana a alta temperatura del grupo de OUTLIERS, representados por los pozos "La-4" y "La-8" del sistema geotérmico de Aluto-Langano en Etiopía. En esta figura se observa que para el fluido del pozo "La-4", el único mineral que podría precipitar a partir de 240 °C y hasta 25 °C es el cuarzo. Para este mismo fluido ("La-4") la caolinita (mineral arcilloso), la muscovita (grupo micas) y la alunita (grupo sulfatos) aparecen en intervalos de temperatura limitados. Para el fluido del pozo "La-8" se observa que además del cuarzo, también podrían precipitar pequeñas cantidades de calcita y dolomita. El cuarzo aparecería a partir de 160 °C y hasta los 25 °C. La dolomita solo estaría presente a partir de 230 °C y hasta 190 °C en cantidades muy pequeñas. La calcita se presentaría a partir de 270 °C con una cantidad de mineral precipitado mayor que la dolomita, pero sólo hasta los 200 °C. También para el fluido del pozo "La-8", la caolinita y la muscovita precipitarían en intervalos de temperatura más limitados precipitando la caolinita en el momento en que la muscovita deje de precipitar.

En los diagramas de precipitación de minerales (Figs. 38 - 40) se observó que el cuarzo es la fase mineral principal, seguido de la calcita y la dolomita (grupo de los carbonatos). Estos resultados corresponden bien con los minerales de alteración reportados para estos fluidos geotérmicos (figuras 14, 16 y 17 del Capítulo V).

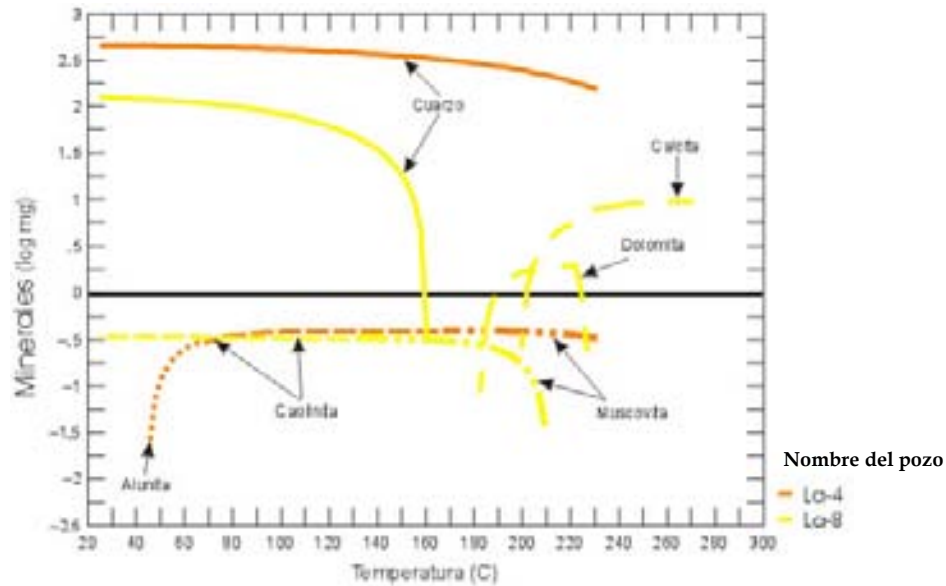


Fig. 40. Diagrama de precipitación de minerales para los fluidos de mediana a alta temperatura de los pozos "La-4" y "La-8" del sistema geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía, pertenecientes al grupo de OUTLIERS. Para más información acerca de los pozos, ver Apéndice I.

6.6 Análisis Estadístico

Uno de los objetivos de esta investigación fue el estudio del efecto que algunos elementos (tales como el Ca y Mg) pudieran tener en los procesos químicos y de interacción agua-roca en los sistemas geotérmicos agrupados como *OUTLIERS*. Como hipótesis de trabajo se tuvo la idea de que altas concentraciones de algunos elementos podrían jugar un papel importante en los procesos de interacción fluido-roca, y por consiguiente, podrían afectar los resultados de los geotermómetros alcalinos. Este fenómeno podría igualmente expresarse en la aparición de los datos desviados (*OUTLIERS*) observados por Díaz González (2008).

Para alcanzar este objetivo se consideró necesario realizar un análisis estadístico para comparar la composición química de los fluidos del grupo de *OUTLIERS* con la composición de un conjunto de datos representativo de la *NBDGM* (datos no discordantes). Considerando la heterogeneidad existente en los fluidos de ambos grupos, con el análisis estadístico se espera comprobar si las concentraciones de algunos elementos en solución en los fluidos geotérmicos *OUTLIERS* es significativamente diferente de la concentración de los fluidos de datos no discordantes en la *NBDGM*.

Para poder llevar a cabo el análisis estadístico, primero se prepararon dos muestras de datos, una conformada por los datos de temperatura y composición química de fluidos del grupo de *OUTLIERS* y otra compuesta por datos representativos de la *NBDGM*. Se procuró que ambas muestras tuviesen

datos de composición química para intervalos de temperatura similares a los utilizados en los diagramas de actividad iónica y de precipitación de minerales. Se trató de seleccionar datos con una misma temperatura procurando conjuntar el mayor número posible de observaciones en cada muestra, para poder realizar adecuadamente los cálculos de tendencia central y dispersión. Desafortunadamente, por contar con tan pocos datos desviados (*OUTLIERS*) y presentar éstos temperaturas completamente diferentes entre sí (es decir, que no había más de un fluido con una misma temperatura), se tuvo que considerar intervalos de temperatura más amplios para poder así incluir un mayor número de datos en cada muestra estadística. De este modo, se logró obtener tres subgrupos de datos dentro de cada muestra de datos (discordantes y no discordantes) conforme a los intervalos de temperatura: 90 a 110 °C, 170 a 180 °C y de 225 a 230 °C, los cuales coinciden, aproximadamente, con los intervalos de temperatura baja, intermedia e intermedia-alta usados en este trabajo. De esta forma, se contó con un total de 18 observaciones de fluidos *OUTLIERS* y 26 para datos no discordantes de la *NBDGM*.

Posteriormente, se hizo uso de las pruebas de Dixon y Grubbs para detectar valores desviados o anómalos en estas muestras estadísticas y asegurar una distribución normal en ellas. Durante el desarrollo de esta prueba se detectaron 6 valores desviados para la muestra de *OUTLIERS* y 3 para la muestra de datos representativos de la *NBDGM*. De acuerdo a ello, se obtuvo finalmente una muestra del grupo *OUTLIERS* con $n = 12$, de los cuales 4 fueron de baja temperatura (90-110 °C), 5 de temperatura intermedia (170-180 °C) y 3 de temperatura intermedia a alta (225-230 °C). Para la muestra final de datos representativos de la *NBDGM* se obtuvo un total de $n = 22$ datos, de los cuales, 4 son datos de baja temperatura, 6 de temperatura intermedia y 12 de temperatura intermedia-alta.

Teniendo las dos muestras estadísticas se procedió a la comparación de las composiciones químicas de los fluidos del grupo de *OUTLIERS* con los fluidos de la *NBDGM*. Dicha comparación incluyó el cálculo de parámetros estadísticos de tendencia central ($\bar{x} = \text{media aritmética}$) y dispersión ($s = \text{desviación estándar}$) para cada componente químico (Na, K, Mg^{2+} , Ca^{2+} , SiO_2 , Cl, SO_4^{2-} y HCO_3 ; Tabla 8). Con el mismo objetivo de comparación, se realizaron pruebas *F* de significancia para cada una de las variables químicas, a fin de conocer si las varianzas entre ambas muestras eran significativamente diferentes (Verma et al., 2005). Para determinarlo, se plantearon dos hipótesis: H_0 y H_1 (hipótesis nula e hipótesis alternativa, respectivamente), donde la hipótesis nula fue: "las varianzas de los componentes químicos de los fluidos del grupo de *OUTLIERS* y *NBDGM* son estadísticamente iguales", y la hipótesis alternativa fue "que las dos varianzas son estadísticamente diferentes". Se calculó posteriormente el parámetro *F* y al comparar éste con los valores críticos tabulados se determinó cuál de las dos hipótesis es verdadera, a un nivel de confianza de 95% (equivalente al 0.05 de nivel de significancia).

Dependiendo del resultado de la prueba F , se aplicó la prueba *t-student* apropiada, a fin de conocer si las medias de los componentes químicos para ambas muestras son significativamente diferentes (Miller & Miller, 2000; Verma et al., 2005).

En la Tabla 8 se resumen los resultados obtenidos del análisis estadístico realizado a las muestras de *OUTLIERS* y *NBDGM*. En ella, se observa que los valores de las medias y desviaciones estándar de los principales iones disueltos en los fluidos geotérmicos son bastante extremos, comprobando así la heterogeneidad de los fluidos de ambas muestras. Una prueba fehaciente de esto son los grandes valores observados en la media y desviación estándar tanto en la muestra de *OUTLIERS* como *NBDGM* para el Na^+ y HCO_3^- en el intervalo de baja temperatura, el Na^+ , HCO_3^- y SO_4^{2-} en el intervalo de mediana temperatura, o los valores de Na^+ , Cl^- y HCO_3^- en el intervalo de temperatura intermedia-alta (Tabla 8). Incluso, en algunos casos, el valor de la desviación estándar, llega a ser mucho mayor que el de la propia media, como se observa en el intervalo de baja temperatura para el Ca^{2+} , SO_4^{2-} y HCO_3^- , para el K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- en el intervalo de mediana temperatura para los *OUTLIERS* y el SO_4^{2-} y HCO_3^- en este mismo intervalo para los datos de la *NBDGM*; así como para el Ca^{2+} , SiO_2 , Cl^- y SO_4^{2-} para los *OUTLIERS* y el Mg^{2+} y HCO_3^- en el de temperatura intermedia-alta para los datos de *NBDGM*.

Sin embargo, para demostrar si las diferencias entre las medias son estadísticamente significativas se utilizaron los parámetros (valores en negritas en la Tabla 8). Un valor de F_p y $t_p < 0.05$ indica que las diferencias entre las varianzas (F_p) y entre las medias (t_p) son estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95%.

Los resultados de la Tabla 8 indican que este estudio estadístico no proporcionó evidencias contundentes para concluir que existen diferencias entre las muestras estadísticas de los *OUTLIERS* y la *NBDGM* que puedan explicar el comportamiento como valores discordantes reportado por Díaz-Gozález (2008). De todos los parámetros químicos considerados para este estudio, solamente las medias del K^+ y del HCO_3^- para el intervalo de temperatura baja, resultaron estadísticamente diferentes entre las dos muestras. Las concentraciones de los elementos Ca^{2+} y Mg^{2+} son estadísticamente iguales (al nivel de confianza del 95%) entre la muestra de *OUTLIERS* y la de la *NBDGM*, restringiendo la posibilidad de que sean estos los elementos responsables de caracterizar como datos discordantes los fluidos de estos pozos.

Cabe recalcar además, que los resultados de este análisis estadístico, al igual que los estudios geológico-mineralógicos, se vieron influenciados por la falta de información hidrogeoquímica en la literatura internacional para estos sistemas geotérmicos. Este hecho enfatiza aún más la necesidad de contar con información geológica y geoquímica exacta y lo más completa posible para permitir cualquier estudio comparativo subsecuente.

Tabla 8. Resultados del análisis estadístico a un nivel de confianza del 95% realizado para comparar los datos de la muestra de OUTLIERS y de la NBDGM.

| T | Ión | NBDGM | | | OUTLIERS | | | F | F _p | t | t _p | |
|-----------------------|-------------------------------|-------|---------|---------|----------|----------|----------|---------|-----------------|-----------------|----------------|--------------|
| | | n | x | s | n | x | s | | | | | |
| De 90° a 110° C | Na ⁺ | 4 | 241.675 | 213.394 | 4 | 438.750 | 238.131 | 1.245 | 0.431 | 1.233 | 0.264 | |
| | K ⁺ | | 7.080 | 5.823 | | 60.000 | 28.284 | 23.590 | 0.014 | 0.014 | 3.665 | 0.035 |
| | Mg ⁺⁺ | | 0.084 | 0.045 | | 0.625 | 0.624 | 190.870 | 0.0006 | 0.0006 | 1.730 | 0.182 |
| | Ca ⁺⁺ | | 45.175 | 47.914 | | 5.900 | 5.620 | 72.695 | 0.003 | 0.003 | 1.630 | 0.202 |
| | SiO ₂ | | 69.175 | 50.932 | | 133.750 | 64.984 | 1.628 | 0.350 | 1.564 | 1.564 | 0.169 |
| | Cl ⁻ | | 301.275 | 278.097 | | 338.750 | 211.847 | 1.723 | 0.333 | 0.214 | 0.214 | 0.840 |
| De 170° a 180° C | SO ₄ ⁻ | 6 | 187.950 | 199.983 | 5 | 94.000 | 59.065 | 11.464 | 0.038 | 0.901 | 0.419 | |
| | HCO ₃ ⁻ | | 9.700 | 19.400 | | 553.500 | 302.678 | 243.420 | 0.0004 | 0.0004 | 3.586 | 0.037 |
| | Na ⁺ | | 505.667 | 382.606 | | 610.400 | 455.852 | 1.420 | 0.350 | 0.415 | 0.415 | 0.688 |
| | K ⁺ | | 43.517 | 38.676 | | 83.920 | 106.900 | 7.640 | 0.023 | 0.023 | 0.802 | 0.459 |
| | Mg ⁺⁺ | | 0.470 | 0.428 | | 1.046 | 2.211 | 26.699 | 0.001 | 0.001 | 0.574 | 0.597 |
| | Ca ⁺⁺ | | 8.583 | 7.411 | | 16.092 | 22.574 | 9.278 | 0.015 | 0.015 | 0.712 | 0.508 |
| De 225° a 230° C | SiO ₂ | 12 | 230.000 | 79.842 | 3 | 141.600 | 130.240 | 2.661 | 0.156 | 1.387 | 0.199 | |
| | Cl ⁻ | | 313.333 | 219.320 | | 497.600 | 648.358 | 8.740 | 0.018 | 0.018 | 0.607 | 0.570 |
| | SO ₄ ⁻ | | 229.500 | 250.192 | | 122.620 | 143.920 | 3.022 | 0.153 | 0.842 | 0.842 | 0.422 |
| | HCO ₃ ⁻ | | 378.000 | 492.099 | | 650.800 | 1041.265 | 4.478 | 0.066 | 0.574 | 0.574 | 0.580 |
| | Na ⁺ | | 1662.50 | 629.750 | | 1130.667 | 564.384 | 1.245 | 0.528 | 1.329 | 1.329 | 0.207 |
| | K ⁺ | | 210.583 | 87.275 | | 239.000 | 196.655 | 5.078 | 0.028 | 0.028 | 0.244 | 0.830 |
| De 225° a 230° C | Mg ⁺⁺ | 12 | 0.280 | 0.384 | 3 | 0.700 | 0.265 | 2.106 | 0.366 | 1.768 | 0.100 | |
| | Ca ⁺⁺ | | 43.290 | 38.302 | | 25.567 | 37.720 | 1.031 | 0.591 | 0.719 | 0.485 | |
| | SiO ₂ | | 471.750 | 177.492 | | 236.000 | 288.770 | 2.647 | 0.115 | 1.838 | 1.838 | 0.089 |
| | Cl ⁻ | | 2693.75 | 1141.26 | | 1213.667 | 1428.511 | 1.567 | 0.252 | 1.927 | 1.927 | 0.076 |
| | SO ₄ ⁻ | | 50.750 | 26.738 | | 208.000 | 233.771 | 76.440 | 3.53E-07 | 3.53E-07 | 1.163 | 0.365 |
| | HCO ₃ ⁻ | | 72.567 | 132.040 | | 876.333 | 775.026 | 34.452 | 0.00002 | 0.00002 | 1.790 | 0.215 |

T = Temperatura; n = número de datos; x = media; s = desviación estándar; F = valor calculado del estadístico F; t = valor calculado del estadístico t-student; F_p = valor estadísticamente significativo de F; t_p = valor estadísticamente significativo de t

6.7 Discusión

En este estudio no se observó una clara relación entre los tipos de sustratos geológicos y los fluidos geotérmicos agrupados como datos desviados o *OUTLIERS*. La mineralogía de alteración de estos pozos fue semejante a otros campos geotérmicos alrededor del mundo.

Sin embargo, en los diagramas de actividad iónica de las figuras 25, 27, 34 y 35 de las secciones 6.4.1.1 y 6.4.1.4, así como en la figura 29 de la sección 6.4.2.1, se observó que las líneas de equilibrio químico a temperaturas más altas (200, 250 y 300 °C), mostraban un mejor ajuste con respecto a los fluidos de baja y mediana temperatura del grupo de *OUTLIERS*. Esto parece indicar que el comportamiento discordante de estos fluidos observado por Díaz González (2008) podría ser debido a un problema de medición de las temperaturas de fondo de los pozos, o bien a un error en los análisis químicos de los fluidos, más que a un factor de tipo geológico.

Estos resultados concuerdan con las conclusiones alcanzadas por Kacandes & Grandstaff (1989) y Arnórsson et al. (1983a, b), quienes afirman que las variaciones en la composición de las rocas, la mineralogía, el origen y composición original del fluido, así como la permeabilidad de las rocas y el flujo de los fluidos, no afectan en gran medida el desarrollo de la geoquímica de los fluidos geotérmicos, especialmente en sistemas de alta temperatura. Estos mismos autores afirman que los fluidos en general, evolucionan a un tipo de fluido neutro con composiciones químicas sódico-cloruradas o bien variaciones de ellas, conforme alcanzan el equilibrio químico.

De acuerdo a esto, otras variables, tales como las incertidumbres en la medición de las temperaturas de los pozos geotérmicos, podrían conducir a un manejo erróneo de los datos durante el procesamiento de los datos y la calibración de las herramientas geotermométricas, y por lo tanto, en la interpretación posterior de los resultados al aplicarlas.

Otra posibilidad por la cual los fluidos representados en las figuras 25, 27, 29, 34 y 35 (secciones 6.4.1.1, 6.4.1.2 y 6.4.1.4), siguen un alineamiento paralelo a la línea de equilibrio entre las fases de la albita y el feldespato-K correspondiente a mayores temperaturas, podría ser el que la composición química de los fluidos esté reflejando el contacto con un sistema geotérmico antiguo más caliente, y que por lo tanto, las condiciones químicas y de temperatura reportadas no correspondan a las condiciones actuales de los sistemas por los que circulan estos fluidos.

No obstante, cabe resaltar que los resultados mostrados en las figuras 34 y 35 en la sección 6.4.1.4, son producto de la modelación de algunos fluidos de baja temperatura del grupo de *OUTLIERS* de los cuales no se reportó la composición química completa (fase líquida y fase gaseosa). Sin embargo, es

interesante observar que los resultados de los modelos y las tendencias generales de los datos son similares entre los modelos geoquímicos de los fluidos sin la fase gaseosa y los fluidos que sí contaron con una composición química completa y que fue recalculada a condiciones de yacimiento.

En la figura 27 se presenta el diagrama de actividad iónica para los componentes Ca^{++} y K^+ y se aprecia que el fluido del pozo "GW-5" (Puga, India; simbolizado con un círculo relleno en color rosa, Tabla 7) se ubica por completo en el área de estabilidad de la laumontita, una zeolita rica en calcio observada en diferentes campos geotérmicos a temperaturas entre 170 y 250 °C (Torres-Alvarado, 2000). Esto indica que para este fluido, el mineral laumontita se encuentra en equilibrio químico, y por lo tanto, para cualquier reacción química en la que se involucre, ésta tenderá hacia el equilibrio químico con dicho mineral. Este fenómeno puede ser debido a que el contenido relativamente alto de Ca^{++} en este fluido (Saxena & D'Amore, 1984) esté afectando de una manera particular su comportamiento, ya que como describen Fournier & Truesdell (1973), las aguas ricas en Ca no proporcionan temperaturas adecuadas al aplicar el geotermómetro de Na/K. Por otro lado, de acuerdo a D'Amore et al. (1987), las concentraciones de elementos en equilibrio en una solución acuosa son función de la composición química del medio, es decir, del fluido y las rocas. Los fluidos con concentraciones ligeramente altas en Ca y K de este pozo (debido a su interacción con rocas portadoras de estos elementos) podrían ocasionar que los resultados obtenidos al aplicar el geotermómetro de Na/K, no sean congruentes con el resto de los datos en la NBDGM. De acuerdo a Chen (1985), la proporción Na/K en los fluidos geotérmicos es muy diversa y sus relaciones químicas son lo suficientemente complicadas, de manera tal que ninguno de los geotermómetros de Na/K puede ser universalmente válido para todos los campos geotérmicos existentes. Por otro lado sin embargo, el hecho de que este fluido esté en equilibrio con la laumontita podría estar indicando temperaturas mayores a las originalmente reportadas para este pozo, tal y como lo parece indicar la alineación de los datos en el diagrama de actividad Na vs K (Fig. 26).

En los diagramas de actividad de mediana temperatura presentados en las figuras 28, 29 y 30 de la sección 6.4.1.2, se graficaron los resultados obtenidos a partir de la modelación del fluido del pozo geotérmico "La-4" del campo de Aluto-Langano (Etiopía). La particularidad de estos resultados fue que se realizaron dos modelos geoquímicos para este fluido: uno que incluía la composición química tanto de la fase líquida como de la fase gaseosa del fluido, y otro en el cual no se incluyó la fase gaseosa. Este procedimiento se realizó a fin de estudiar el efecto que provoca la fase gaseosa en el comportamiento del fluido con respecto a los diagramas de actividad iónica. En las figuras 28, 29 y 30 (sección 6.4.1.2), se puede apreciar el efecto de no incluir el componente gaseoso en el fluido, el cual se ve reflejado en el corrimiento del resultado del modelo SIN GAS, hacia valores de relaciones Na^+/H^+ y K^+/H^+ más altos, en comparación con el resultado del modelo CON gas. Sin embargo, a pesar de

este desplazamiento, se observa que ambos resultados parecen estar alineados con respecto a la línea de equilibrio albíta-feldespato-K pero a una temperatura mayor (300 °C) que la reportada para dicho pozo (Fig. 29). Por lo tanto, el principal efecto que provoca el incluir o no la fase gaseosa en el modelo geoquímico (por lo menos para este fluido), consiste en un cambio en los valores de las relaciones de actividades de las especies Na^+/H^+ y K^+/H^+ (mayores valores de estas relaciones para los modelos SIN gas) dado por la modificación del pH del fluido.

Finalmente, en la sección 6.4.1.3, se presentaron los diagramas de actividad iónica para el fluido de alta temperatura del pozo “La-8” (Aluto-Langano, Etiopía; figuras 31 y 32). Igualmente, los resultados graficados en dichos diagramas fueron obtenidos a partir de la modelación geoquímica del fluido CON y SIN la fase gaseosa. En este caso, se aprecia que en ambos resultados, el fluido parece estar en equilibrio químico con la reacción de intercambio iónico entre la albíta y el feldespato-K, ya que los datos caen muy cerca a la línea de equilibrio a 250 °C. Esto hace suponer que es esta la temperatura a la cual este fluido se encuentra en equilibrio.

Interesantemente, el cálculo de modelos geoquímicos a partir de la composición química de los fluidos del grupo de datos representativos de la *NBDGM (NREP)* permitió llegar a observaciones similares a las observadas con datos del grupo *OUTLIERS*. Los resultados obtenidos permitieron observar que el desplazamiento observado en los fluidos CON y SIN gas hacia mayores valores de relaciones de actividades es sistemático y que puede ser esperado en aquellos fluidos para los cuales no fue reportada la fase gaseosa.

De estos modelos se desprenden las siguientes observaciones generales:

- 1) Los fluidos geotérmicos con temperaturas menores a los 150 °C difícilmente alcanzan el estado de equilibrio químico;
- 2) el empleo de geotermómetros en fluidos temperaturas menores a los 150 °C debe ser hecho con extrema precaución (Díaz González, 2008; Díaz-González et al., 2008);
- 3) nuevos estudios son necesarios para poder establecer la aplicabilidad de herramientas geotermométricas para fluidos con bajas temperaturas;
- 4) debido al comportamiento observado en los fluidos de baja temperatura del grupo de *OUTLIERS* (Figs. 25 y 27), las temperaturas medidas en los pozos y reportadas en los artículos originales para dichos fluidos, son probablemente menores que las temperaturas obtenidas a partir de la composición química de los fluidos;
- 5) tanto para datos del grupo *OUTLIERS* como del *NREP* se observa la existencia de ciertos fluidos que presentan un equilibrio metaestable en la reacción de intercambio iónico entre la albíta y el feldespato-K.

El cálculo de los minerales que podrían precipitar a partir de los fluidos geotérmicos (figuras 38 a la 40 en la sección 6.5) permitió llegar a la observación

de que en la mayor parte de los fluidos geotérmicos del grupo de *OUTLIERS*, ya sean de baja, mediana o alta temperatura, los minerales que podrían precipitar en mayor proporción a partir de los fluidos geotérmicos son el cuarzo, la calcita y la dolomita del grupo de los carbonatos, y en menor proporción el talco. De manera subordinada podría precipitar también moscovita, así como caolinita y alunita en especial a partir de los fluidos de los pozos "La-4" y "La-8", Aluto-Langano, Etiopía.

De acuerdo a estas observaciones y tomando como referencia los datos mostrados en las figuras 14, 15, 16 y 17 del Capítulo V, donde se mostraba los minerales de alteración reportados para los pozos del grupo de *OUTLIERS*, se observa que existe una buena correspondencia entre los minerales reportados en los sistemas geotérmicos y los minerales calculados a partir de los modelos geoquímicos en el presente capítulo.

Algunos otros minerales de alteración frecuentemente reportados en los sistemas geotérmicos como la montmorillonita, la illita, las zeolitas y la epidota, no se observan en los modelos geoquímicos. Esto podría ser debido a la falta de las bajas o nulas concentraciones químicas de algunos elementos, tales como el Mg o el Al, que restringe la formación de estos minerales en los modelos.

Cabe concluir que los diagramas de actividad iónica y los diagramas de precipitación de minerales son herramientas útiles para conocer el grado de equilibrio alcanzado por los fluidos geotérmicos, así como para interpretar la relación existente entre los fluidos y las rocas del reservorio.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

7.1 Conclusiones

El presente trabajo abarcó dos partes importantes: (1) la evaluación geológica y mineralógica de los datos hidrogeoquímicos del grupo de *OUTLIERS* y *NBDGM*, reportados por Díaz González (2008) y (2) la modelación geoquímica de algunos fluidos de estos dos grupos. Se realizó además, un análisis estadístico de los datos hidrogeoquímicos para comparar la concentración de ciertos elementos químicos entre los fluidos del grupo de *OUTLIERS* y una selección de datos pertenecientes a la *NBDGM*. A continuación se describen las principales conclusiones a las que se llegó durante la realización de este trabajo de investigación.

La evaluación geológica permitió llegar a las siguientes conclusiones:

- 1) Se actualizó la *NBDGM* anexando a la base de datos la información obtenida durante el estudio y análisis de los aspectos geológicos de los sistemas geotérmicos compilados; entre otros aspectos, se incluyó información referente a la estratigrafía de los pozos (sólo en aquéllos casos donde se obtuvo dicha información), a la geología regional y/o local donde yacen los sistemas geotérmicos (sustrato geológico en el que se encuentran), algunos datos de índole geoquímico importantes para la interpretación de los sistemas, y en algunos casos, los probables orígenes de los fluidos geotérmicos de acuerdo a las observaciones realizadas en campo y reportadas por los autores de los artículos originales de donde se obtuvieron dichos datos (Apéndice I).
- 2) Se realizó una compilación de información de índole geológico-mineralógico e hidrogeoquímico de los pozos incluidos en la *NBDGM*. De forma particular se compiló información geológica e hidrogeoquímica del grupo de datos de fluidos geotérmicos que resultaron como discordantes durante el análisis estadístico realizado por Díaz-González (2008), mismos que fueron utilizados en este proyecto para la evaluación geológica y modelación geoquímica, agrupados bajo el nombre de *OUTLIERS*.
- 3) Se estudió y analizó detenidamente los factores geológicos y los procesos de interacción agua-roca que pudieran influir en la composición química de los fluidos geotérmicos, de forma particular, en la muestra de datos *OUTLIERS*. De acuerdo a ello, se consiguió realizar una clasificación general de los campos geotérmicos de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentran los pozos referenciados en este trabajo (ver las tablas del Apéndice I). Asimismo, se logró determinar las relaciones existentes entre los tipos de rocas y la composición química de los fluidos geotérmicos.
- 4) Se observó que, en la mayor parte de los fluidos, el tipo de sustrato geológico en el que yacen los pozos geotérmicos no parece determinar

directamente el tipo de fluido desarrollado a partir de la interacción de los fluidos con las rocas. La mayoría de los campos geotérmicos analizados se encuentran en un sustrato volcánico. Dichos resultados, concuerdan con las observaciones realizadas por Kacandes & Grandstaff (1989), Dickson & Potter (1982) y Arnórsson et al. (1983a, b). Ellos afirman que sin importar el tipo de rocas o ambientes geológicos en el que se desarrollen los fluidos geotérmicos, éstos evolucionan a un tipo de fluido neutro con composiciones químicas sódico-cloruradas o bien variaciones de ellas, a una temperatura determinada.

- 5) Se observó que en la literatura geotérmica internacional generalmente se prescinde de la información referente a los aspectos geológicos de los campos y sistemas geotérmicos. Además es evidente la falta de uniformidad en el reporte de los datos de composición química de los fluidos, tanto en las unidades en las cuáles la reportan, como de los parámetros que describen.
- 6) Con la realización de este trabajo fue posible concluir que es necesario proporcionar información geológica e hidrogeoquímica lo más detallada posible de todo sistema geotérmico en estudio. Dicha información es indispensable para: corroborar la presencia de minerales hidrotermales, su estado de equilibrio respecto al sistema hidrotermal, verificar que los fluidos no han sufrido algún proceso de mezcla o re-equilibrio químico y, conocer los tiempos y procesos de interacción entre las rocas del reservorio y los fluidos que circulan por él. De este modo se podría determinar qué herramientas geoquímicas o geotermométricas son las más adecuadas para el estudio del sistema geotérmico, asegurando así la validez y confiabilidad de los resultados.
- 7) Se debe prestar especial atención al momento de utilizar cualquier tipo de herramienta geoquímica durante los estudios de exploración y explotación geotérmica de un área determinada. Un estudio geológico detallado del sistema geotérmico en estudio debe incluir características estructurales, petrológicas, mineralógicas e hidroquímicas, así como un análisis completo y confiable de la composición química tanto de las rocas del yacimiento como de los fluidos geotérmicos, para finalmente poder estructurar e interpretar correctamente la historia y evolución del sistema.

Los estudios de modelado geoquímico realizados para este trabajo de tesis permitieron concluir lo siguiente:

- 8) Se llevó a cabo una modelación geoquímica de algunos datos hidrogeoquímicos de fluidos del grupo de OUTLIERS, para analizar el estado de equilibrio químico entre estos fluidos y algunos minerales hidrotermales, especialmente la albita y el feldespató potásico. Con los datos se calcularon modelos geoquímicos, cuyos resultados sirvieron de base para la construcción de diagramas de actividad iónica y de precipitación de minerales (secciones 6.4.1-6.4.2 y 6.5, respectivamente).

- 9) Solo pudieron modelarse 5 datos de fluidos de baja temperatura (~ 100 °C), 1 de mediana ("La-4") y 1 de alta ("La-8") del grupo de *OUTLIERS*, debido a la falta de información hidrogeoquímica completa. Para los fluidos de baja temperatura solo se pudieron modelar los fluidos con temperaturas menores o iguales a 100 °C, ya que se contaba solamente con la fase líquida de los mismos. Por el contrario, para los fluidos de mediana y alta temperatura, se necesitaba la composición química completa (fase líquida y gaseosa) para poder modelarlos, lo cual fue posible realizar solo para los pozos "La-4" y "La-8" del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). Para el resto de los fluidos del grupo de datos *OUTLIERS*, se desarrollaron algunos modelos geoquímicos, tomando en cuenta la incertidumbre que presenta el hecho de modelar fluidos geotérmicos sin la composición química completa. Por lo tanto, los resultados obtenidos a partir de estos modelos en el capítulo VI fueron interpretados con la debida precaución que merece interpretar dichos modelos; ellos tuvieron un carácter provisional (mientras se obtienen análisis completos de estos sistemas) y tuvieron el objetivo de mostrar únicamente tendencias generales en el comportamiento de los fluidos geotérmicos de los sistemas en estudio.
- 10) Para los fluidos de los pozos "La-4" y "La-8" (Aluto-Langano, Etiopía), se realizaron 2 modelos para cada fluido, uno utilizando la composición química recalculada a condiciones de yacimiento (considerando las fases líquida y gaseosa del fluido), y otro considerando solamente la composición química de la fase líquida del fluido. Este procedimiento se realizó a fin de estudiar el efecto que provoca el agregar o no a los modelos geoquímicos la fase gaseosa de los fluidos. Los resultados obtenidos fueron presentados en diagramas de actividad iónica en los que se observó que el efecto más notable es el desplazamiento de los fluidos hacia mayores valores de relaciones iónicas para los modelos SIN la composición de la fase gaseosa de los fluidos, debido a que la ausencia del componente gaseoso afecta el pH de los fluidos.
- 11) Los resultados obtenidos en los diagramas de actividad iónica mostraron que los fluidos de baja temperatura del grupo de *OUTLIERS* no se encuentran en equilibrio químico con respecto a la reacción de intercambio iónico entre la albita y el feldespató potásico a las temperaturas reportadas para éstos, sino a temperaturas mayores. Este fenómeno podría ser debido a un error en la medición de las temperaturas de fondo de los pozos durante el muestreo o problemas de exactitud en los análisis químicos de los fluidos. Igualmente posible podría ser la existencia de una temperatura antigua (paleotemperatura) registrada por los fluidos en su composición química (concentraciones mayores de Na y K). Estudios posteriores de los fundamentos de los geotermómetros catiónicos en fluidos de bajas temperaturas podrían ayudar a descartar alguna de estas hipótesis.

- 12) Se observó también que, para algunos fluidos, existe una predominancia por el componente Ca^{++} , caracterizado por la ubicación de algunos fluidos en la región de estabilidad de calcosilicatos en los diagramas de actividad Ca vs. K. Dado que el mineral en equilibrio correspondía a la laumontita, una zeolita generalmente presente en sistemas geotérmicos a $T > 170\text{ }^{\circ}\text{C}$, esta observación podría apoyar la idea de que los fluidos *OUTLIERS* se encuentran en equilibrio con una temperatura mayor a la reportada en las fuentes originales.
- 13) Este estudio parece indicar que el geotermómetro de Na/K no proporciona buenos resultados para intervalos de temperatura menores a $150\text{ }^{\circ}\text{C}$, debido probablemente a que los fluidos geotérmicos a dichas temperaturas no alcanzan por completo el equilibrio químico. Por lo tanto, se recomienda el uso de herramientas geotermométricas más adecuadas para temperaturas bajas.
- 14) Los diagramas de actividad iónica parecen ser una buena herramienta para decidir sobre la aplicabilidad de una herramienta geotermométrica, ya que por este medio se puede comprobar el estado de equilibrio químico de los fluidos geotérmicos con respecto a una reacción mineral, siempre y cuando se cuente con la composición química completa de los fluidos (fase líquida y gaseosa).

El análisis estadístico desarrollado para comparar los datos hidrogeoquímicos de los fluidos *OUTLIERS* y un subconjunto de la base *NBDGM* permitió llegar a las siguientes conclusiones:

- 15) Se realizó un análisis estadístico para comparar las concentraciones de los fluidos geotérmicos tanto en la muestra *OUTLIERS* como de la *NBDGM*, poniendo especial atención a los componentes Ca^{2+} y Mg^{2+} , ya que se tenía la sospecha de que estos iones podrían ser los responsables de influir en los resultados del geotermómetro de Na/K.
- 16) Se compararon dos muestras representativas, una del grupo de *OUTLIERS* y una muestra representativa de los datos no discordantes de la *NBDGM*, por medio de las pruebas estadísticas F y t, a un nivel de confianza del 95%.
- 17) Las pruebas F y t reflejan diferencias significativas entre las medias de ambas muestras solamente para el K^{+} y el HCO_3^{-} , indicando que no es la composición química de los fluidos (por lo menos no la concentración diferente de Ca o Mg) la causante de su comportamiento discordante. .
- 18) Igualmente, se observó la falta de información adecuada para la realización de este tipo de comparaciones estadísticas. En general se notó que las muestras son muy pequeñas, los intervalos de temperatura son muy distintos entre sí, y que los datos referentes a la composición química de los fluidos están incompletos, haciendo muy difícil la comparación estadística de las muestras.

7.2 Trabajo futuro

Para dar continuación a este proyecto de investigación se recomienda seguir compilando información referente a los campos geotérmicos de todo el mundo, prestando especial atención al intervalo de temperatura entre los 150 y los 100 °C. De forma particular, hace falta información de índole geológico y mineralógico, así como la composición química completa y exacta de fluidos geotérmicos de pozos que aún no se hallan anexado a la *NBDGM*, así como la química detallada de las rocas por las que éstos circulan.

Otro aspecto importante a estudiar, y que desafortunadamente no se pudo lograr en este trabajo por falta de información adecuada, es el de verificar si ha existido algún tipo de proceso de mezcla en los fluidos durante su ascenso a la superficie o aún dentro del reservorio mismo, especialmente en aquéllos pertenecientes al grupo de *OUTLIERS*. Esto podría ser muy importante para verificar otra de las posibles razones por la cuál los geotermómetros alcalinos (de forma particular en este estudio el geotermómetro de Na/K), para algunos fluidos geotérmicos, no dan buenos resultados, independientemente del intervalo de temperatura en el que estén reportados los datos. El estudio del fenómeno de mezcla es especialmente importante en aquellos casos en los que se sospecha de algún tipo de intrusión marina en el reservorio geotérmico, como es el caso de algunos sistemas geotérmicos en Islandia ubicados cercanos a la costa (Arnórsson et al., 1983a, b).

APÉNDICE I

| | | |
|--|---|--------|
| Pais | Chile | |
| Nombre de pozo | Well 3 | Well 4 |
| Campo geotérmico o localidad | El Tatio | |
| TMEAS | 253 | 229 |
| Tipo de campo | Volcánico | |
| Geología regional | Una secuencia volcánica de ignimbritas, tobas, brechas volcánicas, lavas, e intracapas sedimentarias descansan sobre pizarras de edad Cretácica. Se piensa que existen dos acuíferos en la cuenca; el acuífero menos profundo de las ignimbritas Puripicar y Salado que esta cubierto por las tobas impermeables Tucle. En el centro, sur y sureste de la cuenca, un segundo acuífero, la dacita Tucle, es cubierto por la ignimbrita impermeable Tatio. La formaciones penetradas por los pozos de El Tatio a partir de la superficie son: Arenas y gravas intermontanas, las tobas de los Andes, la ignimbrita de El Tatio, la formación Tucle (lavas dacíticas y riolíticas, rocas sedimentarias y tobas, además de brecha puniúfica), la ignimbrita Puripicar, la ignimbrita Salado y las brechas Salado. | |
| Geología local | *No hay presencia de las dacitas Tucle en este pozo, y por lo tanto, tampoco existe el acuífero más somero de la cuenca. *Los pozos orientales tienen bajas concentraciones de gas, excepto por este pozo, el cual probablemente sea producto de una mezcla de agua y vapor. Aparte de las aguas vapor-calentadas y las diluidas, hay un pequeño rango de Cl/B ratios, que sugieren una fuente común de agua caliente. El valor constante de 13 en el área sur sugiere que el agua pasa por esta zona en un flujo simple, o a través de una roca muy homogénea. | |
| Datos geoquímicos importantes | Las aguas son altamente mineralizadas y contienen normalmente altas concentraciones de Cs, As y Li. Se piensa que son calentadas en el complejo volcánico y que son vertidas hacia arriba a través de los estratos permeables. | |
| Rocas originales del yacimiento | *Desde la superficie hacia el fondo del pozo: Arenas intermontanas y gravas, ignimbrita Tatio, dacita Tucle y andesita, tobas Tucle, ignimbrita Puripicar, ignimbrita Salado y brechas del basamento. | |
| Mineralogía primaria | | |
| Mineralogía de alteración | *El agua caliente que entra a la cuenca de El Tatio tiene una alta temperatura (263°C) y está saturada en sílice y está cerca de la saturación con calcita. | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | | |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | | |
| Interpretación de la química del sistema | * Existe algo de dilución en el acuífero más somero. El agua caliente que entra a la cuenca es desviada inicialmente hacia el este alrededor donde la salmuera se acumula, para seguir posteriormente una dirección hacia el oeste, de acuerdo a la dirección de la permeabilidad | |

| | | |
|-------------------|---|-------------------------|
| | de la roca y al gradiente hidráulico hacia el mar. Existen dos acuíferos: el acuífero más inferior de las ignimbritas Puripicar y Salado, el cual está cubierto por los tobas impermeables Tucle. En el centro, sur y sueste de la cuenca, se halla un segundo acuífero en la dacita Tucle y que se encuentra cubierto por la ignimbrita impermeable Tatío. | |
| Mezcla de fluidos | *La dacita Tucle contiene agua más fría fluyendo desde la porción oeste de los andes y se mezcla con el agua caliente ascendente. | |
| Equilibrio | *Equilibrio térmico entre la roca y el agua del reservorio es alcanzado y mantenido. | |
| CONCLUSION | *Dilución por mezcla de fluidos más fríos | *Mezcla de agua y vapor |
| Comentarios | | |
| Referencias | Cusicanqui et al., 1975; Ellis & Mahon, 1977; Giggenschach, 1978 | |

| Etiopía | | | | |
|---------------------------------|--|--|---|--|
| País | La-4 | La-8 | La-2 | La-7 |
| Nombre de pozo o localidad | Aluto-Langano | | | |
| TMEAS | 231 | 271 | 110 | 235 |
| Tipo de campo | Volcánico | | | |
| Geología regional | <p>*Las rocas más antiguas que afloran se encontraron en el escarpe de rift principal más oriental y consiste principalmente de unidades silíceas comúnmente conocidas como la unidad "ignimbrita terciaria". Esta unidad está cubierta por una unidad fisural basáltica (llamada el basalto Bofa). El basalto Bofa es cubierto asimismo por sedimentos de origen lacustre que se extienden además sobre grandes áreas del suelo del rift. Ambas unidades, la ignimbrita terciaria y el basalto Bofa se encontraron en los pozos profundos perforados de Aluto. Los productos volcánicos de Aluto yacen ya sea en la cima de los sedimentos lacustres o directamente sobre el basalto Bofa. Estos productos consisten de una compleja sucesión de tobas de flujo de ceniza, brechas tobáceas líticas silicificadas, domos silíceos y flujos de pumúcita; los productos más jóvenes de Aluto son flujos de obsidiana y brechas de pumúcita.</p> | | | |
| Geología local | <p>*Flujos de lava y piroclásticos del complejo volcánico Aluto; por debajo de éstos se tienen tobas, brechas y el basalto Bofa; en lo más profundo se tiene una ignimbrita terciaria.</p> | <p>*Flujos de lava y piroclásticos del complejo volcánico Aluto, a los que le suprayacen sedimentos lacustres y por debajo de éstos; tobas, brechas y el basalto Bofa; en lo más profundo se tiene una ignimbrita terciaria.</p> | <p>*Flujos de lava y piroclásticos del complejo volcánico Aluto, a los que le suprayacen sedimentos lacustres y por debajo de éstos; tobas, brechas y el basalto Bofa.</p> | <p>*Flujos de lava y piroclásticos del complejo volcánico Aluto, a los que le suprayacen sedimentos lacustres y por debajo de éstos; tobas, brechas y el basalto Bofa; en lo más profundo se tiene una ignimbrita terciaria.</p> |
| Datos geoquímicos importantes | <p>Los fluidos geotérmicos pertenecen al tipo clorurado-bicarbonatado alcalino, con pH cerca del neutro; las bajas concentraciones de cloruros indican importantes efectos de disolución.</p> | | <p>*La composición del fluido encontrado en este pozo muestra mucha menos salinidad y un relativamente alto contenido de HCO₃, posiblemente derivado de la condensación del CO₂. O un probable origen superficial de los fluidos.</p> | <p>*Las aguas de este pozo resultan de una mezcla entre las aguas subterráneas someras y los fluidos profundos en equilibrio con las rocas del reservorio.</p> |
| Rocas originales del yacimiento | <p>La "ignimbrita terciaria" es la unidad rocosa más antigua del área. Esta consiste principalmente de flujos ignimbriticos cristalinos fuertemente soldados de grano porfíricos gruesos con intercalaciones menores de basalto y riolita. El "basalto Bofa" es una formación que cubre a la ignimbrita terciaria. En afloramientos locales, el basalto usualmente está hecho de una masa rocosa y en los intersticios fenocristales de plagioclasa, además de rocas diferenciadas (posiblemente de composición traqui-basáltica), con feidésposito y biobita entre el ensamble mineral magmático. El basalto Bofa es cubierto por sedimentos lacustres los cuales son predominantemente tobas vítreas de grano fino, arenúscas y</p> | | | |

| | | | | |
|---|---|---|--|--|
| | <p>gravas riolíticas pumiciticas.</p> | | | |
| <p>Mineralogía primaria</p> | <p>La ignimbrita es usualmente vesicular y altamente cristalina, y consiste de sanidino, cuarzo, magnetita y arfvedson. El basalto Bofa contiene fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita), olivino, augita y óxidos, además de feidespato y biotita. Los minerales primarios presentes en la mayor parte de las rocas son máficos (olivino y piroxeno), plagioclasa, feidespato potásico, cuarzo y óxidos de hierro (magnetita/ilmenita). Los minerales ferromagnesianos están asociados con rocas basálticas; el feidespato potásico y el cuarzo con la toba y la riolita, mientras que la plagioclasa y los óxidos están presentes en ambas.</p> | | | |
| <p>Mineralogía de alteración</p> | <p>*Se presenta calcita, piritita (ocasionalmente), ópalo (sólo en las porciones superiores), cuarzo, zeolitas (presentes sólo en las porciones superiores), fluorita, albita, clorita, illita, adularia, titanita y epidótita (la presencia de éste último mineral en el pozo indica que éste no se encuentra por el momento en equilibrio con el fluido debido a la gran cantidad de carbonato que éste contiene).</p> | <p>*Se presenta calcita, piritita (sólo en las partes superiores), cuarzo, zeolitas (presentes sólo en las porciones superiores), albita, illita, titanita y epidótita (la ocurrencia de este mineral indica la existencia de altas temperaturas en el pasado).</p> | <p>*Se presenta calcita, piritita (ocasionalmente), ópalo (sólo en las porciones superiores), cuarzo, zeolitas (se presenta sólo en las porciones superiores), albita, illita, clorita, capas mezcladas de illita-montmorillonita e illita-clorita, titanita, biotita, prehenita, epidótita y granate.</p> | <p>*Se presenta calcita, piritita (ocasionalmente), ópalo (sólo en la parte superior), cuarzo, zeolitas (se presentan sólo en las porciones superiores), fluorita, albita, clorita, illita, adularia, titanita, biotita y epidótita (la ocurrencia de este mineral a bajas temperaturas, indica la existencia de altas temperaturas en el pasado).</p> |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> | <p>*De acuerdo al diagrama triangular de aniones de Giggerbach, las aguas superficiales, así como los manantiales termales y algunos pozos someros y profundos caen dentro de la clasificación de aguas bicarbonatadas "periféricas". Los fluidos producidos son del tipo bicarbonatado alcalino-clorurados.</p> | | | |
| <p>Estado de equilibrio (GIGGENBACH)</p> | <p>*Aguas parcialmente equilibradas, debido a dilución</p> | <p>*Aguas parcialmente equilibradas, debido a dilución</p> | <p>*Aguas superficiales inmaduras</p> | <p>*Aguas parcialmente equilibradas, debido a dilución</p> |
| <p>Interpretación de la química del sistema</p> | <p>*El campo geotérmico Aluto está relacionado a un sistema hidrotérmal controlado por un fallamiento reciente (falla Wonyi) que actúa como un área de flujo para los fluidos geotérmicos. El flujo lateral ocurre a través de el basalto Bofa y de la ignimbrita cristalina, la cual actúa como reservorio geotérmico. El campo de Aluto-Langano es un campo geotérmico de líquido-dominante. Se presenta un importante flujo lateral de los fluidos geotérmicos</p> | | | |
| <p>Mezcla de fluidos</p> | <p>*Mezcla entre aguas profundas y someras.</p> | <p>*Mezcla entre aguas profundas y someras.</p> | <p>*Mezcla entre aguas profundas y someras.</p> | <p>*Probable mezcla con fluidos más fríos debido al flujo lateral desarrollado por el contexto estructural</p> |
| <p>Equilibrio</p> | <p>*Ningún fluido descargado por los pozos representa un fluido en total equilibrio con las rocas del reservorio</p> | | | |

| | | | | | |
|---------------------------|--|--|--|---|--|
| <p>CONCLUSION</p> | <p>*Aguas en equilibrio parcial, debido a dilución o mezclado.</p> | <p>*Aguas en equilibrio parcial, debido a dilución o mezclado</p> | <p>*Probable origen meteorico superficial), alto contenido de HCO3</p> | <p>*Aguas en equilibrio parcial, debido a dilución o mezclado</p> | <p>*Aguas en equilibrio parcial, debido a dilución</p> |
| <p>Comentarios</p> | <p>*Pozo productor de vapor de baja entalpia y con un alto contenido de gases no condensables.</p> | <p>*Pozo productor de vapor de baja entalpia y con un alto contenido de gases no condensables; es el pozo más profundo del campo, más no el más caliente. Es probable que este pozo sea alimentado por dos acuíferos diferentes.</p> | <p>*Este pozo no es productor y se ubica fuera del complejo volcánico Ahuto.</p> | <p>*Pozo productor de vapor de alta entalpia localizado en la zona de flujo de los fluidos. La zona permeable principal se localiza en la unidad basalto Bofa y en ignimbrita terciaria suprayacente, donde el acuífero recibe un flujo lateral de aguas más frías.</p> | <p>*Pozo productor de vapor. En este pozo se encontró una zona de flujo hacia el exterior del fluido geotérmico, que corresponde la unidad del basalto Bofa.</p> |
| <p>Referencia</p> | <p>Gebregzabher, 1986; Endeshaw, 1988; Gianelli & Teklemariam, 1993; Gizaw, 1993; Teklemariam et al., 1996; Kühn, 2004</p> | | | | |

| India | | | | | | |
|--|--|---|---|---|---|---|
| País | GW-25 | GW-2 | GW-5 | GW-7 | GW-10 | GW-11 |
| Nombre de pozo | | | | | | |
| Campo geotérmico o localidad | NW Himalayan Puga | | | | | |
| TMEAS | 120 | 125 | 100 | 135 | 110 | 100 |
| Tipo de campo | Volcánico-Sedimentario | | | | | |
| Geología regional | El valle de Puga es parte del cinturón tectónico central, caracterizado por un ensamble de rocas vulcano-sedimentarias pertenecientes al grupo Sumdo y limitado por fallas prominentes. Estas fallas actúan como un conducto para el transporte del agua caliente. La geología del valle de Puga está caracterizada por una paragénesis precámbrica, esquistos y filitas (formación Puga), interbandeadas con bandas de limolita intrusivas por granitos (granito La Polokongka), granates, arfboilitas, serpentinitas y venas de cuarzo-turmalina, de probable edad Paleozoica. El piso del valle está cubierto por aluvión, suelo arenoso y bórax. | | | | | |
| Geología local | | | | | | |
| Datos geoquímicos importantes | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B. Los pozos presentan bajo contenido en K. | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B. Los pozos presentan bajo contenido en K. | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B. Los pozos presentan bajo contenido en K. | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B. Los pozos presentan bajo contenido en K. | *Bajo contenido de Mg y Ca, y enriquecimiento en Cs, Li y B. Los pozos presentan bajo contenido en K. |
| Rocas originales del yacimiento | | | | | | |
| Mineralogía original | | | | | | |
| Mineralogía secundaria | | | | | | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | Bicarbonatado-clorurado-sódicas | | | | | |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | | | | | | |
| Interpretación de la química del sistema | Al parecer, la química de los fluidos del sistema de Puga sugieren un flujo de circulación principal a través del basamento esquistocuarzítico y los terrenos arcillosos. Las formaciones arcillosas pueden explicar el relativamente alto contenido de bicarbonato y sodio, a partir de la montmorillonita, la illita y la limolita. | | | | | |
| Mezcla de fluidos | | | | | | |
| Equilibrio | Las aguas de Puga están subsaturadas en anhidrita y saturadas en dolomita, calcita, fluorita, magnesita y cuarzo. A 250° C el diagrama de actividad Na/K indica un equilibrio químico para las aguas de Puga a lo largo de la línea de equilibrio albíta-feldespato K | | | | | |
| CONCLUSION | *No existe equilibrio a bajas temperaturas del reservorio | | | | | |

| | | |
|-------------|--|---|
| Comentarios | <p>⁴Puga es un sistema geotérmico de reservorio somero de líquido-dominante. El Valle de Puga parece estar hundido debido al fallamiento norte y sur. El material del valle consiste de depósitos glaciares de morrena recientes a sub-recientes, arena eólica y arcillas. El área de Puga está localizado hacia el sur de la zona de sutura andina y se cree que es la mayor zona de subducción con el descubrimiento de facies de esquistos azules a partir de sus rocas básicas.</p> | |
| Referencia | Kühn 2004 | Moon & Dharam, 1988; Savena & D'Amore, 1984; Harinarayana et al. 2006 |

| País | | Indonesia | |
|----------------------------|---|-----------|-----------|
| Nombre de pozo o localidad | Gunung Salak (Awinbengkok) | W12 | W13 |
| TMEAS | 100 | 100 | 100 |
| Tipo de campo | Volcánico | Volcánico | Volcánico |
| Geología regional | <p>*El sistema geotérmico de Awinbengkok se localiza en un área montañosa. En el área de producción de este campo, tobas andesíticas a riolíticas y lavas han rellenado parcialmente las hueclas del colapso en los remanentes del cono Kiaraberes y fluyendo pendiente abajo hacia el oeste, suroeste, y norte. Estas rocas son cubiertas por domos riolíticos, lavas y secuencias de tefra relacionadas. La unidad silicia más superior es una tefra extensiva conocida como "Orange Tuff", suprayacida por lahar y sobrevaciéndole unidades de brecha hidrotermal. Esta toba es de presumible composición riolítica. Estudios geoquímicos de las rocas volcánicas de Gunung Salak y cuellos volcánicos asociados sugieren dos trenes de diferenciación distintos, que ocurren debido a variaciones en los procesos magmáticos a nivel somero. Handley en sus estudios muestra que las lavas de Awinbengkok son predominantemente andesíticas, de moderada alcalinidad, y trenes divergentes en TiO₂ y P₂O₅. Los sedimentos calcáreos de edad terciaria que frecuentemente suprayacen gran parte del volcanismo andesítico cuaternario juegan un papel importante en la evolución química de los fluidos termales locales.</p> | | |
| Geología local | <p>*Las rocas del reservorio de Awinbengkok están compuestas principalmente por lavas andesíticas y cantidades menores de lavas basálticas, brechas, tobas y lahares que comprenden varios centros volcánicos antiguos que suprayacen la margen suroeste de Gunung Salak. Una gruesa secuencia de tobas de flujo de ceniza de composición dacítica a riolítica y domos asociados, brechas y lahares están saipicados con las secuencias voluminosas andesíticas a basálticas que datan del Mioceno. La sección estratigráfica puede ser dividida en cuatro formaciones mayores. Las rocas más antiguas son principalmente carbonatos marinos someros y sedimentos epiclásticos (limolitas y areniscas que contienen abundante ceniza volcánica y escombros líticos). Estas rocas sedimentarias marinas son</p> | | |
| | <p>*La estratigrafía de Wayang Windú ha sido discutida por Bogie & Mackensie (1998) quienes aplicaron modelos de facies volcánicas para subdividir varias unidades volcánicas a profundidad. Estas unidades definen una serie de pilas andesíticas sobrepuestas. Microdiorita, dolerita y diques de dolerita porfírica son encontrados como cuerpos intrusivos. Lavas andesíticas, depósitos piroclásticos y epiclásticos predominan en las unidades volcánicas con dacita ocurriendo únicamente en Gunung Gambung. El cuarzo encontrado en rocas de los otros centros volcánicos más pequeños es xenocrísalino, y geoquímicamente estas rocas son andesitas. Los depósitos de cenizas de extensión regional ocurren a través de estas pilas volcánicas. Camas similares se encuentran en Patuha y</p> | | |

| | | |
|---|--|--|
| | <p>muy diferentes de los volcánicos intercapa que les sobreyacen, en virtud de sus composición, baja porosidad y permeabilidad, y una alteración hidrotermal menos intensa. Las rocas del basamento han sido convertidas localmente a corneanas de alto grado y grupos de skarns en la aureola de contacto metamórfico. La formación volcánica más profunda consiste de rocas volcánicas de composición basáltica a andesítica que cubre y es interbandeada con la sección sedimentaria Miocénica. Estas rocas volcánicas probablemente representen un episodio mayor de magmatismo calco-alcálico y la transición de condiciones marinas a subaéreas. La parte más inferior de esta formación consiste de lavas y brechas interbandeadas con carbonatos marinos fosilíferos. La segunda formación más grande es una secuencia ampliamente dispersa de tobas silíceas conocida como la riolacita Marker. La formación volcánica media es otra secuencia de lavas andesíticas a dacíticas, tobas, lahares, y flujos de escombros que representan la construcción, colapso y erosión de estratovolcanes, y complejos dómicos y lávicos. Esta secuencia subaérea domina el reservorio geotérmico de Awimbengkok en la porción este del campo.</p> | <p>Awibengkok, referidas como paleosuelos. En la porción norte del campo, la unidad Malabar consiste principalmente de lavas, la unidad suprayacente Waringin consiste de tobas lapilli. La secuencia de flujos lávicos pudo haber actuado como la capa sello del sistema.</p> |
| <p>Datos geoquímicos importantes</p> | <p>Este pozo contiene cantidades relativas de Cl y un alto contenido de Mg, además de ubicarse al margen oeste del reservorio. El agua caliente neutra clorurada emerge algo diluida y composicionalmente cambiada por contaminación con el agua subterránea, debido a la topografía del lugar. Salak fue siempre considerado como un sistema dominado por agua. El agua clorurada está presente en un gran número de manantiales locales como mezcla de aguas cloruradas, donde los iones sulfato y bicarbonato están presentes en concentraciones similares a las de las concentraciones del cloruro.</p> | <p>La geoquímica de los centros volcánicos más jóvenes es variables, además de que Gunung Windu tiene algunas similitudes con los elementos traza de Gunung Malabar. Mientras que estas rocas contienen xenocristales de cuarzo y xenolitos de diorita, la variación química puede reflejar el grado de asimilación cristalina por un magma original similar al que produjo las rocas de Malabar. No se ha reconocido agua clorurada en descargas de superficie, sin embargo una salmuera concentrada, ocurre a profundidad, más bien es un tipo de sistema de vapor dominado.</p> |
| <p>Rocas originales del yacimiento</p> | <p>Rocas intrusivas han sido identificadas en este pozo. Una multitud significativa de diques de composición intermedia a silíceica y sills que contienen plagioclasa, feldespato alcalino, piroxeno, titanita y biotita u hornblenda ocurren a niveles someros en la caldera Cianten hacia el oeste del reservorio probado y a lo largo de la pared este de la caldera.</p> | |
| <p>Mineralogía primaria Mineralogía de alteración</p> | <p>La alteración hidrotermal ha producido zonas de alteración argílica, propilítica y filica; ninguna alteración argílica avanzada ha sido identificada en el reservorio de alta temperatura. El sistema ha sido</p> | <p>La alteración hidrotermal desarrollada en los depósitos piroclásticos es más fuerte y estructuralmente más limitada en las zonas de alteración de los flujos de lava. Una alteración somera es marcada</p> |

| | | |
|--|--|--|
| | <p>tapado por una zona de intensa alteración argílica que es dominada por esmectita con pirita, hematita calcita anhídrita y zeolitas como accesorios. La alteración hidrotermal muestra una transición entre el conjunto argílico y el propilitico conforme incrementa la profundidad. Esta zona de transición es dominada por una capa mezclada de esmectita-illita, clorita, calcita, pirita, titanita y cuarzo. La zona de alteración propilitica es dominada por epidota, illita, cuarzo, y clorita, pero además contiene albita, adularia calcita, wairakita, pirita, anhídrita y titanita. La alteración filica consiste principalmente de cuarzo, sericita, y pirita con menos cantidades de anhídrita, clorita, adularia y epidota (común en las rocas más silíceas, como dacitas y riolitas). Una banda o zona de mineralización de cuarzo se descubrió en algunos pozos. La concentración de constituyentes formadores de minerales, tales como calcio, bicarbonato, sulfato y sílice, en esta zona intermedia, a partir de la ebullición y pérdida de vapor, resulta en la deposición y el desarrollo de la salmuera en esta zona. El cuarzo y la concentración de iones alcalinos en la parte superior del reservorio de Kamojang se encuentran en equilibrio con las rocas andesíticas asociadas, demostrando la estabilidad química y térmica en la zona.</p> | <p>por la presencia de caolinita, alunita, natroalunita y azufre nativo raro. Esta alteración está asociada con los acuíferos de agua subterránea vapor-calentada. Acuíferos posiblemente condensados, no conectados con las aguas subterráneas regionales indicados por altas porosidades son caracterizados por una fuerte alteración a caolinita, calcita, cuarzo y anhídrita. La capa "conductora", por sí misma está hecha principalmente de un grupo argílico dominado por esmectita, además de cuarzo, clorita, calcita y pirita con zeolitas, incluyendo heulandita, mordenita, clinoptilolita, estibita, analcime y laumontita. Con el incremento en la profundidad, se encuentra intercapas de illita-esmectita en lugar de esmectita, hay además una transición hacia un grupo propilitico con su tope superior marcado por la presencia de corrensita y epidota. A mayores profundidades, la illita se convierte en el principal silicato. El anfíbol secundario, la ortoclasa y magnetita hacen un grupo potásico de alta temperatura. En el reservorio líquido profundo, wairakita y prehnita, además de la epidota, son comunes tanto en alteración como en venas minerales, con un poco menos de adularia. Una transición progradacional generalmente con illita-esmectita y corrensita es detectada en los reservorios someros vapor-dominados, y prehnita en las porciones más someras del reservorio profundo de líquido; sin embargo, no existe una clara diferencia en la alteración hidrotermal de los reservorios líquidos y vapor-dominados.</p> |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> <p>Estado de equilibrio (GIGGENBACH)</p> | | <p>*Aguas bicarbonatadas</p> |
| <p>Interpretación de la química del sistema</p> | <p>*El campo Awitbengkok, también conocido como Salak es un ejemplo de un recurso de líquido-dominante excepcionalmente grande, asociado con intrusiones someras de composición intermedia a silícea en un marco de arco de isla maduro. El recurso comercial está especialmente asociado con volcanismo andesítico-riolítico. Al parecer, las fallas casi verticales de tren NNE tienden a particionar el sistema en varios subcomponentes que tienen una leve diferencia en cuanto a la química de fluidos y temperaturas. El tren NNE de la falla Awi, juega un importante papel en segmentar el sistema y en permitir el descenso de fluidos someros hacia la porción este del reservorio geotérmico. Algunas unidades estratigráficas tales como la riolodacita Marker, y sus contactos, actúan como acuíferos</p> | <p>*Las áreas donde el "conductor" tiene una resistividad un poco más alta define claramente los cuatro centros de flujo de fluidos del campo geotérmico de Wayang Windu. Esto es debido a que las áreas de alta resistividad en el conductor, reflejan condiciones cercanas al presente, mientras que su base fue definida durante una etapa anterior en el desarrollo del sistema. Las altas resistividades indican que los acuíferos vapor-calentados se encuentran a elevaciones más altas. Ya que el nivel del líquido profundo se encuentra a una profundidad mucho mayor y la mineralogía de alteración es propia de un fluido cerca del pH neutro, la mayor parte de la alteración en y por arriba de las zonas de vapor dominante está ahora por arriba del nivel del agua y deben ser por lo tanto, relictos. El reservorio líquido</p> |

| | | |
|--------------------------|--|--|
| | <p>concentraciones de cloruro, así como de sulfato en las descargas en superficie, ello asociado con la acidez de las aguas. La elevación del terreno local y de los edificios volcánicos, además de sus características hidrológicas permiten que las aguas sódico-cloruradas a profundidad migren considerables distancias a partir de su lugar de origen (un tipo similar de migración por grandes distancias de los fluidos se ha identificado en El Tatio en los andes Chilenos).</p> | |
| <p>Referencia</p> | <p>Manalu, 1988; Bogie & Mackensie, 1998; Hulen & Anderson, 1998; Mahon, 2000; Acuña et al., 2008; Bogie et al., 2008; Hochstein & Sudarman, 2008; Stimac et al., 2008</p> | |

| | |
|--|---|
| País | Italia |
| Nombre de pozo o localidad | EQ3/6 Latera |
| TMEAS | 300 |
| Tipo de campo | Volcánico-plutónico |
| Geología regional | El sistema volcánico vulsiniense dio origen a una gruesa secuencia de lava y rocas piroclásticas, además de intrusivos someros y sienitas. La geología regional indica además que estas secuencias cubren un complejo filico paleozoico. |
| Geología local | El campo geotérmico de Latera se caracteriza por la presencia de productos alcalinos potásicos. El sistema volcánico Vulsiniense dio origen a una gruesa secuencia de lava y rocas piroclásticas, además de intrusivos someros. Una sienita porfírica intersticial a porfírica hipidiomórfica se presenta debajo de la caldera. La roca está hecha de feldespato perítico, plagioclasa zonada del tipo oligoclasa-andesina y en menor cantidad de minerales máficos como biotita, anfibol, y clinopiroxeno rico en ferrosalita. Además de la intrusión de la sienita, existen diques sieníticos intruyendo unidades sedimentarias alóctonas. Se encuentran presentes depósitos de fluorita en los depósitos lacustres intra-caldera. |
| Datos geoquímicos importantes | *El enfriamiento y reacción con la calcita y la dolomita, produce un agua ácida progresivamente empobrecida en SiO ₂ , Fe, SO ₄ , H ₂ S, Na y K, debido a la precipitación de cuarzo, hematita, siderita, pirita, anhidrita, albita y muscovita. El contenido de Ca incrementa y es controlado por la saturación de calcita. Los pozos geotérmicos producen agua sodico-clorurada con grandes cantidades de carbonatos y sulfatos. Todos los pozos producen fluidos bifásicos. Los fluidos de los pozos L2, L3 y L4 son caracterizados por altos contenidos de B, Li, Ca y As. El fluido del pozo L10 es muy rico en B y Li. La naturaleza del fluido del reservorio es desconocida. El pozo L14 produce dos fluidos diferentes, un agua típica caliente sodico-clorurada y un agua sulfatado-bicarbonatada cálcica tibia. La situación en el pozo L14 sugiere fuertemente que las aguas Ca-SO ₄ -HCO ₃ representan el acuífero regional que circula por la secuencia de carbonatos. Existe evidencia de una contribución de un acuífero profundo de aguas metamórficas. La composición química de los fluidos geotérmicos sugiere fuertemente una interacción con rocas ígneas. La composición del fluido en el reservorio es consistente con la ocurrencia de calcita, anhidrita, feldespato potásico y minerales arcillosos. |
| Rocas originales del yacimiento | |
| Mineralogía primaria | |
| Mineralogía de alteración | Los análisis petrográficos muestran que el principal aluminosilicato cálcico además del granate melanítico, es la vesuvianita, más que las soluciones de sólidos de epidota.* Bajo contenido de Mg. * Las unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas sufrieron procesos de metasomatismo y metamorfismo local, además del metamorfismo de contacto caracterizado por calcita, anhidrita, diópsida-hedenbergita, grossularita-andradita, fiogopita, wollastonita y monticelita, hay evidencia de un metamorfismo hidrotermal caracterizado por la presencia de calcita, anhidrita, epidota, vesuvianita, feldespato potásico, granate melanítico, tremolita y turmalina. |
| Clasificación del fluido (PIPER) | |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | *Agua sodico-clorurada mezclada con un agua sulfatado-bicarbonatada cálcica somera. *La mayor parte de las aguas de los pozos del campo de Latera no alcanzan la línea de equilibrio, sólo los pozos L3D, L5, L2 y SHG1; los demás caen dentro de las aguas parcialmente |

| | |
|--|--|
| | <p>equilibradas debido a procesos de mezcla.</p> <p>Lo que se obtuvo de la simulación de ésta salmuera sintética es la composición teórica de una salmuera originada después de un largo tiempo de residencia en las rocas ígneas o metamórficas y un enfriamiento posterior durante su paso a través de la limolita dolomítica-anhidrita.</p> <p>* Las aguas clorurado-sódicas del sistema geotérmico de Latera pudo haberse originado por: a) un flujo interno de salmuera hidrotermal en rocas sedimentarias y su enfriamiento; b) un calentamiento progresivo de aguas sulfatado-bicarbonatadas cálcicas y su reacción con una roca sienítica. *Se han distinguido tre unidades hidrogeológicas en el campo: (i) Un acuífero somero con una permeabilidad primaria relativamente buena, hecha de rocas volcánicas y volcanoclásticas; (ii) Un acuífero profundo principalmente de unidades flysch y en algunos lugares de sedimentos neógenos o rocas volcánicas alteradas; (iii) Un acuífero profundo de unidades carbonatadas del mesozoico. Las unidades mesozoicas no metamorfosadas afloran en el norte y suroeste de la caldera Latera y pueden ser consideradas como canales potenciales de recarga para el sistema geotérmico.* El sistema geotérmico consiste de un fluido caliente, confinado en un reservorio de limolitas fracturadas, mientras que las aguas sulfatado-bicarbonatadas cálcicas representan el acuífero regional somero. Un acuífero bicarbonatado-cálcico muy somero circula localmente en las volcánitas ricas en feldespatopotásico y leucitas. La disolución de estos minerales produce una baja proporción Na/K en este acuífero. La mezcla de estos dos fluidos produce el fluido representativo del sistema del pozo L14. La composición de este tipo de agua indica una circulación por la limolita dolomítica mesozoica y la anhidrita.</p> |
| Interpretación de la química del sistema | |
| Mezcla de fluidos | *Mezcla de aguas de composición diferente |
| Equilibrio | El fluido está en equilibrio con calcita, pirita, anhidrita y cuarzo. |
| CONCLUSION | Salmuera sintética, comparable con el fluido del reservorio. |
| Comentarios | <p>Estos datos son de una salmuera sintética. La salmuera sintética ha sido computada por las ecuaciones de balance y de acción de masas suponiendo un equilibrio entre el feldespatopotásico, la clinoisita, las soluciones sólidas de epidota, cuarzo, tremolita, biotita, soluciones sólidas de grosularita-andradita, pirita y pirofotita. La decisión de este ensamble mineral está basado en los minerales hidrotermales encontrados en venas y fracturas. Se supone que éstos han de formarse y presumiblemente se mantienen en equilibrio hasta el momento con el fluido caliente presente en la porción más profunda de los pozos.</p> <p>*El campo geotérmico de Latera, Italia se localiza en un complejo volcánico Vulsiniano Cuaternario al norte de Roma es un campo geotérmico con un reservorio de líquido-dominante, los pozos han sido perforados en y fuera de la caldera el antiguo volcán Latera y algunos de ellos producen aguas saladas calientes del tipo NaCl con grandes cantidades de carbonato y sulfato. Las unidades sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas experimentaron procesos de metasomatismo-metamórfico local (se considera que los fluidos circulan por ésta zona, teniendo contacto con las calizas y anhidritas).</p> |
| Referencia | Gianelli & Scandiffio, 1969; |

| | |
|---|---|
| País | Alemania |
| Nombre de pozo | Allermöhe |
| Campo geotérmico o localidad | Hamburg |
| TMEAS | 123 |
| Tipo de campo | Sedimentario |
| Geología regional | *La región de Allermöhe se caracteriza por calizas masivas de gran grosor, tanto por arriba como por debajo de los acuíferos Rhaetian. La subsuperficie es muy bien caracterizada a la profundidad de la formación del Jurásico Tardío. Las sucesiones estratigráficas más antiguas, tales como la arenisca Rhaetian, sólo pueden ser deducidas a partir de pozos profundos. La arenisca Rhaetian es la unidad más superior de la Keuper y es representada como la base profunda Lias. |
| Geología local | *La columna estratigráfica del pozo Allermöhe de la superficie hacia profundidad es: arena, sedimentos y arcillas del Pleistoceno; arenas, sedimentos, arcillas, limolitas, calizas y areniscas del terciario; marías, limolitas y talco del cretácico superior; calizas, marías y areniscas del cretácico inferior y del dogger; calizas del periodo Lias; calizas, marías, areniscas, sal, anhidrita y yeso del periodo Keuper; calizas, margas, areniscas, sal, dolomita y anhidrita del Buntsandstein superior; areniscas y calizas del Buntsandstein inferior; sal, anhidrita y limolita del periodo Zechstein; y por último a mayor profundidad, se tienen más calizas, areniscas, sal y vulcanitas del periodo Rotliegend. |
| Datos geoquímicos importantes | |
| Rocas originales del yacimiento | |
| Mineralogía primaria | |
| Mineralogía de alteración | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | |
| Interpretación de la química del sistema | |
| Mezcla de fluidos | |
| Equilibrio | |
| CONCLUSION | *Aguas subterráneas mezcladas con los diapiros de sal de la zona |
| Comentarios | *Una importante explicación sobre el desarrollo del acuífero y sus implicaciones con las estructuras geológicas de los domos salinos se explica en el Cap. 5 del libro de Kühn 2004. |
| Referencia | Kühn & Günter, 2003; Kühn, 2004; Kühn & Günter, 2007 |

| | |
|---|---|
| Pais | Grecia |
| Nombre de pozo o localidad | Geot. well (target: NISI) |
| Campo geotérmico o localidad | Nisyros |
| TMEAS | 100 |
| Tipo de campo | Volcánico |
| Geología regional | La isla de Nisyros está hecha completamente por productos volcánicos que cubren limolitas Mesozoicas y sedimentos del Neógeno. Nisyros es un estratovolcán con forma de cono truncado con una caldera como depresión central. La actividad volcánica de la isla ha ocurrido en dos periodos separados. El primero, asociado con la construcción del edificio volcánico que comenzó con efusiones y explosiones de magna andesítico y terminó con la extrusión de domos de lava riolítica-dacítica y flujos de lava. El segundo periodo, se caracterizó por una intensa actividad explosiva, resultando en el colapso del edificio volcánico y en la formación de la caldera, terminando con la extrusión de domos riolíticos-dacíticos que cubrieron la mitad occidental de la depresión de la caldera. |
| Geología local | *Las características hidrogeoquímicas de este pozo son complicadas debido a la precipitación de cloruros de Na-K-Ca y una fuerte fase de separación que tiene lugar en el reservorio en descarga. Aguas neutras cloruradas son del tipo dominantes en Nisyros. La relativa baja salinidad de las aguas progresivamente disuelve el contenido de CaSO ₄ , lo cual apunta el ratio Ca/SO ₄ en los minerales de anhidrita y yeso. La relativa alta concentración de Ca incrementa con respecto al agua de mar y tiende a ser el ápice de Ca (donde se localiza este pozo). Sumarizando los resultados de los análisis isotópicos y mezclas de gases, los fluidos hidrotermales parecen originarse de dos acuíferos distintos caracterizados por diferentes profundidades y temperaturas. Los fluidos que se elevan a la superficie en el borde de la caldera, asociados con un acuífero a una profundidad somera y el vapor que emerge de la superficie del cráter, probablemente derivado de un acuífero más caliente y más profundo. |
| Rocas originales del vaciamiento | |
| Mineralogía primaria | |
| Mineralogía de alteración | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | * Aguas cloruradas (de acuerdo al diagrama de aniones) |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | |
| Interpretación de la química del sistema | *La química de las aguas geotérmicas producidas por los pozos profundos de esta isla, indican una mezcla entre el reservorio profundo y el agua de mar que circula por las rocas volcánicas de la isla. |
| Mezcla de fluidos | ⁴⁰ Mezcla con agua de mar |
| Equilibrio | |
| CONCLUSION | ⁴⁰ Mezcla con agua de mar |

OUTLIERS

| | |
|--------------------|---|
| Comentarios | Nisyros es enteramente una isla volcánica con un cono truncado y una caldera central. La parte este de la caldera contiene varios cráteres de erupción freática y un pequeño domo dacítico-riolítico post-caldera llamado Lophos. Numerosas fumarolas se presentan en el área, junto con los manantiales calientes localizados a lo largo de las costas norte y sur de la isla. |
| Referencia | Chiodini et al., 1993; Kavouriidis et al., 1999 |

| País | | Taiwán | |
|---------------------------------|---|-------------|--|
| Nombre de pozo | Well IC-4 | Well IT-3 | |
| Campo geotérmico o localidad | Chingshui | Tuchang | |
| TMEAS | 195 | 173 | |
| Tipo de campo | Metamórfico | Metamórfico | |
| Geología regional | <p>*El basamento del terreno metamórfico del range central de Taiwán es un complejo metamórfico que consiste de mármol paleozoico-mesozoico, gneis, esquistos psamítico, capas de silex, esquistos negro, esquistos verde, anfíbolita y serpentinita. Este basamento pre-terciario está cubierto por una secuencia cenozoica que consiste de meta-arenisca del eoceno-mioceno y de formaciones de pizarras.</p> | | |
| Geología local | <p>*El campo geotérmico de Chingshui es un área de manantiales termales a lo largo del río Chingshui. Pizarras negras y negro-grisáceas predominan en el área. Estas son de la formación Lushan del mioceno, la cual puede ser dividida litológicamente en los miembros Jentse, Chingshuihu y Kulu. El miembro Jentse está compuesto principalmente de meta-areniscas intercaladas con pizarras, mientras que los miembros suprayacentes Chingshuihu y Kulu consisten mayormente de pizarras.</p> | | |
| Datos geoquímicos importantes | <p>*Las concentraciones de Na, K, Mg y Ca de estas aguas están controladas principalmente por las solubilidades de la albita, muscovita, clorita y calcita respectivamente; éstos son minerales comunes en las rocas de esta región. La mayoría de estas aguas contienen una pequeña cantidad de Ca y Mg debido a la alcalinidad y relativamente baja temperatura, además de la fracción de CO₂. Las concentraciones de Cl y SO₄ son mucho menores que aquellas de las aguas termales volcánicas principalmente porque los cloruros y el H₂S son raros en ambientes metamórficos. Además de que estas aguas metamórficas tienen concentraciones de B similares en magnitud a aquellas de las aguas volcánicas, su baja concentración de Cl hace que las proporciones B/Cl sean característicamente más altos que aquéllas de las aguas volcánicas y sedimentarias.</p> | | |
| Rocas originales del yacimiento | <p>*Las metapelitas, incluyendo la argilita, la pizarra, la filita y el esquistos negro son comunes en el terreno metamórfico del range central de Taiwán. Estas rocas consisten de cuarzo, muscovita o phengite, clorita, albita, y muy poca calcita, pero NO feldespatos potásico. La presencia o ausencia de mica potásica y feldespatos potásico tiene una gran influencia en la proporción Na/K en el agua geotérmica. Ya que bajo las mismas condiciones de presión y temperatura, el agua en equilibrio con la albita y la mica potásica deberían tener una proporción Na/K más alta que el agua en equilibrio con la albita y el feldespatos potásico. Esto explica porqué</p> | | |
| Mineralogía primaria | | | |

| | |
|--|---|
| | <p>las aguas termales del range central tienen proporciones Na/K más altas que aquéllas de las aguas volcánicas.</p> <p>*La concentración de SiO₂ de las aguas de los manantiales termales es a menudo sobresaturada con cuarzo. Por otro lado, la concentración de SiO₂ en el agua subsuperficial es más fácilmente re-equilibrada con cuarzo a los cambios de temperatura, por que el agua subsuperficial refleja la temperatura de forma efectiva, tal que la temperatura calculada con el geotermómetro de cuarzo es bastante cercana a la temperatura medida en este pozo.</p> <p>*Casi todas las aguas termales en el range central de Taiwán pertenecen a las del tipo sodico-bicarbonatadas, las cuales se forman por la reacción del ácido carbónico en el agua con la albita o plagioclasa de las rocas de esta región.</p> |
| Mineralogía de alteración | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | |
| Interpretación de la química del sistema | *La máxima temperatura de reservorio medida en Chingshui es de 225°C. |
| Mezcla de fluidos | |
| Equilibrio | *No existe equilibrio |
| CONCLUSION | *Mezcla de fluidos? No se sabe exactamente, al parecer este pozo resultó como outlier porque sus fluidos son bicarbonatados |
| Comentarios | <p>Los cinco campos geotérmicos del range central de Taiwán están localizados en las formaciones terciarias, donde las aguas termales son producidas por fisuras tanto en pizarras como en areniscas. Pero ésta última es generalmente más productiva, porque tiene una mayor permeabilidad de fractura que la pizarra. Una de las peculiaridades de estas aguas termales del range central es la proporción Na/K anormalmente alta. *Cabe señalar que la temperatura de este pozo medida antes de su producción no es ni una temperatura de recuperación (estabilizada), ni mucho menos una temperatura de equilibrio proyectada, la que se reporta es más baja.</p> <p>*La variación en la temperatura dada por el geotermómetro de Na/K desarrollado en el artículo de Chen (1985), probablemente implique que la proporción Na/K no es fácilmente re-equilibrada en el agua geotérmica ascendente. Es por eso que puede ser utilizada para estimar la temperatura del agua original. Por otro lado, la variación de la temperatura del geotermómetro de SiO₂ implica que la concentración del SiO₂ es más fácilmente re-equilibrada en agua geotérmica ascendente, por lo que éste registra un cambio posterior en la temperatura más efectivamente que la proporción Na/K.</p> |
| Referencia | Fournier, 1981; Chen, 1985; Fan et al., 2005 |

| Nueva Zelanda | | | |
|----------------------------|--|---|------|
| Pais | R662 | THM1 | THM2 |
| Nombre de pozo o localidad | Rotorua | Tauthara | |
| TMEAS | 131 | 172 | 135 |
| Tipo de campo | Volcánico | Volcánico-Sedimentario | |
| Geología regional | <p>El campo se halla dentro del lago Rotorua, el cual es una caldera debida al volcanismo que ocasionó la formación de ignimbritas riolíticas en todo el campo.⁴Esta es una región caracterizada por volcanismo riolítico en el cual los eventos catastróficos formadores de calderas han producido capas voluminosas de ignimbrita, mientras que las erupciones efusivas han construido edificios volcánicos a partir de flujos de lava y domos; la subsidencia de grabens ha acompañado al volcanismo, resultando en sedimentos lacustres y fluviales comúnmente intercalados con depósitos volcánicos.</p> | <p>El campo geotérmico de Tauthara está flanqueado hacia el sur por el lago Taupo y hacia el sureste por el volcán dacítico extinto de Tahuara. La estratigrafía del campo esta conformada por la formación Huka Falls, que consiste de rocas sedimentarias y arcillosas relativamente impermeables, algunas brechas volcanoclásticas y conglomerados riolíticos locales, la cual se ha interpretado que se formó en un ambiente lacustre. Una unidad de toba lapilli de alta porosidad distintiva en la porción superior de la formación, atraviesa el área con un grosor relativamente constante. La formación Huka Falls cubre brechas puniciticas y capas sedimentarias intracapa las cuales parecen correlacionarse con la formación Waiora en Wairakei, y como en Wairakei, estos depósitos cubren a ignimbritas pobremente consolidadas.</p> | |
| Geología local | <p>⁴La mayor parte de los pozos perforados en los domos de la ciudad Rotorua han producido a partir de los 40 m superiores, los cuales comprenden riolita punicitica, brechada y fracturada con buena permeabilidad. Por debajo de ésta profundidad, la lava es masiva, solo pobremente fracturada y por lo tanto grandemente improductiva.</p> | <p>⁵Tomando en cuenta los pozos más profundos, se tiene la siguiente estratigrafía a partir del fondo hacia arriba: La formación Huka Falls que consiste de rocas sedimentarias y inolitias relativamente impermeables, algunas brechas volcanoclásticas y conglomerados riolíticos locales que al parecer se formaron en un ambiente lacustre. Una unidad de toba lapilli altamente porosa muy distintiva en la parte superior de la formación atraviesa el área con un grosor relativamente constante. La formación Huka Falls cubre brechas puniciticas y pizarras intracapa las cuales parecen correlacionarse con la formación Waiora en Wairakei, éstos depósitos son cubiertos por una ignimbrita pobremente soldada. La riolita equivalente a la riolita Heapanangi del area de Karapiti, corta la formación Huka Falls para formar el domo del monte Tahuara. Por arriba de la formación Huka Falls, la geología superficial es dominada por brechas de punicitia y tobas de Plesitoceno tardío al Holoceno. Directamente sobrevaciendo a la formación Huka Falls superior, en el noroeste están las brechas puniciticas gruesas del Grupo de Tobs Lapilli de Wairakei. Este grupo esta cubierto por una capa de agua subterránea que fluye rápidamente a través de las base de la brecha punicitica de Taupo.⁶ Como en Wairakei, la formación Waiora es el principal reservorio geotérmico.</p> | |
| Datos geoquímicos | ⁴ Registra altas temperaturas, probablemente | ⁵ El agua es del tipo vapor-calentado, tiene | |

| | | | |
|--|---|--|---|
| <p>importantes</p> | <p>falsas, además de el más alto contenido de Rb.</p> | <p>bajo contenido de cloruros y bajo ratio Cl/SO₄ aunque presenta un alto contenido de sulfato y bicarbonato. Los geotermómetros alcalinos muestran temperaturas mayores a las medidas.</p> | <p>bajo contenido de cloruros y bajo ratio Cl/SO₄. Los geotermómetros alcalinos muestran temperaturas mayores a las medidas. El bajo contenido de cloruro podría deberse a la dilución del agua con aguas subterráneas bajas en cloruro. *Los contenidos de sílice son altos, indicando que éstos son controlados por un equilibrio de baja temperatura con las rocas superficiales de la zona, tales como la pumicita Taupo, la cuál es caracterizada por una alta área superficial y un alto contenido de vidrio. LCs contenidos en sodio, potasio y calcio son bajos, por lo que la aplicación de los geotermómetros alcalinos estándar son preñudidos por aguas vapor calentadas ya que ningún transporte de álcalis significativo puede ocurrir en la fase de vapor ascendente del sistema profundo. Las concentraciones de sodio y potasio también son fuertemente afectadas por el intercambio catiónico con las arcillas de alteración a bajas temperaturas.</p> |
| <p>Rocas originales del yacimiento</p> | <p>*Una toba vítrea cristalina de pumicita-lapilli conocida como Ignimbrita Mamaku, ocurre sólo en pozos localizados al sur y este del campo geotérmico (ningún pozo ha penetrado la base de la ignimbrita). Es importante mencionar que no hay ocurrencia de lava riolítica en ningún pozo que contenga esta ignimbrita, además de que la capa que le sobreyace consiste enteramente de sedimentos y tefras. Las características de perforación sugieren dos unidades hidrologicamente distintas: una suave toba blanca que parece ser más porosa, y una ignimbrita rosada y dura de permeabilidad fracturada. * Los domos riolíticos de la ciudad de Rotorua, son el acuífero productor de la mayoría de los pozos en el distrito</p> | | |

| | |
|--|---|
| | <p>comercial y sur de los suburbios de la ciudad de Rotorua, consisten de lavas riolíticas pobremente cristalinas. Los afloramientos de lava se dan en el lado este del domo Puheroa en el norte, en cualquier otro lugar se encuentran sepultados por debajo de sedimentos, brechas y tobas. Para definir la superficie de la riolita, ésta tiene la forma de una cresta alargada de Norte a Sur con domos en sus dos extremos. El espesor de los domos de la ciudad de Rotorua es desconocido debido a ningún pozo ha penetrado su base, y a que la mayoría de los pozos terminan en roca fracturada permeable de la superficie riolítica. La litología de ambos domos de la ciudad de Rotorua es similar, con generalmente unas pocas decenas de metros de brecha riolítica, capas de pumicita y bandas ocasionales de perlita que sobreyacen un núcleo denso de lava bandeada o esferulítica dura.*</p> <p>Sedimentos de cuenca Rotorua: En el interior de la caldera, la ignimbrita Mamaku perforada y los domos de la ciudad de Rotorua son sepultados por debajo de una secuencia de capas de tefra primario y redepositado, sedimentos lacustres y aluviales, conocidos como los sedimentos de cuenca de Rotorua. Estos depósitos se acumularon en una variedad de ambientes cambiantes, cerca del margen de la caldera en el área donde el lago bordea los lados empinados de los domos de lava y eventualmente, cubren algunos de ellos. El intervalo de los tipos de sedimentos es amplio e incluye material tal como arenas y gravas de pumicita, brechas líticas lodosas, rocas sedimentarias carbonáceas, capas de peat y diatomitas.</p> |
|--|---|

| | | | |
|---|---|---|---|
| <p>Mineralogía primaria</p> | <p>*Los tefras volcánicos primarios no son fácilmente identificados en cortes de perforación. Los piroclastos Rotoiti contienen un mineral distintivo, la cummingtonita, el cual ha sido identificado en horizontes en algunos pozos; de igual forma, depósitos ricos en biotita han sido correlacionados con la Brecha Flana Terremoto.</p> | | |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> | <p>*La mayor parte de los datos tomados de este artículo (Giggenbach & Glover, 1992), caen en la línea de "completo equilibrio", es decir que la composición de las aguas ha alcanzado el equilibrio agua-roca con el grupo de minerales termodinámicamente estables, mostrados en el diagrama (Na-K y Mg-Ca), excepto por éste pozo RR662, que muestra un supuesto equilibrio a temperaturas de más de 300°C, lo que indica una falsa temperatura. De acuerdo al diagrama de aniones de Giggenbach (Cl-SO₄-HCO₃), este pozo parece caer dentro del marcado grupo de aguas al este de Whakarewarewa, en el tren que corresponde a la adición de SO₄ al agua con una proporción HCO₃/Cl de 0.2</p> | | |
| <p>Estado de equilibrio (GIGGENBACH)</p> | <p>*Las aguas de Rotorua pueden ser derivadas de un agua original con alto contenido de Cl, con una composición cercana a la del pozo RR889 en la parte este del campo. Dos grupos distintos de aguas ricas en HCO₃ se forman a partir de este fluido original, ya que se agregan cantidades variables de SO₄ a estas aguas intermedias a niveles someros. Los principales acuíferos que han sido explotados por los pozos se localizan en los</p> | <p>*Muestran evidencias de ser aguas calentadas por vapor</p> | <p>*Los contenidos en sodio, potasio y calcio son bajos, por lo que la aplicación de los geotermómetros alcalinos estándar son precludidos por aguas vapor calentadas ya que ningún transporte de álcalis significativo puede ocurrir en la fase de vapor ascendente del sistema profundo. Las concentraciones de sodio y potasio también son fuertemente afectadas por el intercambio catiónico con las arcillas de alteración a bajas temperaturas.</p> |
| <p>Interpretación de la química del sistema</p> | | | |

| | | | |
|-------------------|---|--|--------------------------------|
| | <p>domos de la ciudad de Rotorua y en la ignimbrita Mamaku. La mayor parte de la producción, viene de cientos de pozos perforados en los domos riolíticos. En general, la secuencia sedimentaria tiene permeabilidad muy pobre y actúa como un acuitardo para los acuíferos de la riolita y de la ignimbrita. Sin embargo, hay muchas capas individuales, tales como los tefras de pumicita, gravas y arenas, que son permeables, pero que tienen una extensión lateral limitada y están comúnmente ocluidos por arenas lodosas y sedimentos impermeables. Un primer modelo hidroológico sugerido por Wood (1992), consiste en un acuífero cuya estratigrafía requiere fluidos altamente clorurados en la ignimbrita Mamaku que fluyan hacia la riolita Rotorua donde éstos ascienden en las cubiertas exteriores de los domos, ebulliciendo en respuesta de la despresurización en la zona límite estrecha. En la riolita, el agua es enfriada y diluida conforme ésta se mezcla con el agua subterránea que entra en el acuífero a partir de oeste y suroeste. El continuo mezclamiento de éstos fluidos produce el agua clorurada alcalina diluida que chorrea hacia la superficie a lo largo de fallas cercanas al margen de la caldera por una distancia de 1 Km, formando los manantiales termales y los géiseres de Whakarewarewa.</p> | | |
| Mezcla de fluidos | *Mezcla de aguas subterráneas más frías con aguas del reservorio. | *No existe un equilibrio evidente, probable dilución | |
| Equilibrio | | | |
| CONCLUSION | *Mezcla con aguas más frías (pero quien sabe si sucede en este pozo) | *Es vapor condensado y algo de agua subterránea | *Mezcla con aguas más diluidas |
| Comentarios | * El principal flujo ascendente de fluidos térmicos ocurre en el sur, por debajo del área | *POZO MONITOR | *POZO MONITOR |

| | | | |
|--------------------------|---|---|--|
| | <p>de Whakarewa: durante la migración del norte hacia el oeste, las aguas se vuelven más diluidas y frías. Otro flujo ascendente principal se encontró con dirección sur a este. * Los registros con temperaturas mayores de 100° C fueron medidos a fondo de pozo en pozos someros; los valores de pH y las composiciones son aquéllas de las aguas analizadas en el laboratorio, y no están corregidas por posibles pérdidas de vapor. El movimiento de los fluidos es gobernado por la presencia y distribución de domos riolíticos enterrados y bloques de ignimbrita fracturados. Más del 90% de los pozos perforados en este sistema son tan someros como 200 m, por lo que no existe información geológica directa acerca del reservorio profundo que alimenta a los acuíferos someros explotados.</p> | | |
| <p>Referencia</p> | <p>Allis & Lumb, 1992; Giggenschach & Glover, 1992; Hunt, 1992; Wood, 1992; Stewart et al., 1992</p> | <p>Graham & Worthington, 1988; Henley & Stewart, 1983; Rosenberg et al., 2009</p> | |

| Turquía | | | |
|----------------------------|--|--|---|
| País | Balcova B-1 | Germencik OB-1 | SH-1 |
| Nombre de pozo o localidad | West Anatolia Iznir área | West Anatolia Aydin área | Iznir |
| TMEAS | 110 | 203 | 107 |
| Tipo de campo | Sedimentario-metamórfico | | |
| Geología regional | <p>* Turquía, geológicamente consiste de varios microcontinentes. El basamento metamórfico pre-Mesozoico es cubierto tectónicamente por rocas ofiolíticas del Mesozoico que representan los remanentes del piso oceánico del Tetis. El Cenozoico es marcado por ambos bajo una intensa actividad magnética, caracterizada por numerosas intrusiones granitoides y productos volcánicos ampliamente distribuidos que varían en edades, y por la formación de cuencas sedimentarias extensas que contienen sedimentos marinos y terrestres. El área geotérmica de Balcova-Narlıdere se localiza en la estructura extensamente expuesta de flysch Iznir del cretácico. La secuencia estratigráfica del área generalmente consiste de el flysch cretácico Iznir, los volcánicos del plioceno, las brechas de talus y el aluvión del cuaternario.* El flysch Iznir, la formación con afloramientos más extensos de la región, está compuesto por una variedad de rocas (areniscas, esquistos arcillosos, filitas, calizas, calizas con olistoolitos, granodioritas, serpentinitas y diabasas). Los pozos en el área de Balcova-Narlıdere están compuestos principalmente por areniscas metamorfoseadas, arcillas y rocas sedimentarias de la secuencia de Flysch.</p> | | |
| Geología local | <p>*La provincia del oeste de Anatolia se caracteriza por una serie de grabens, vulcanismo neógeno ampliamente distribuido, una reducción cortical y altos valores de flujo. Las rocas del reservorio de la región son metamórficos pre-mesozoicos (mármoles, gneises y cuarcitas) de los macizos de Menderes y Kazdag, limolitas del Mesozoico, y unidades volcanosedimentarias del Neógeno.</p> | <p>*Las rocas del reservorio de la región son metamórficos pre-mesozoicos (mármoles, gneises y cuarcitas) de los macizos de Menderes y Kazdag, limolitas del Mesozoico, y unidades volcanosedimentarias del Neógeno.</p> | <p>*El basamento de roca de la geología regional consiste del macizo de rocas metamórficas Menderes del Precámbrico al Paleoceno, el cual consiste de esquistos y mármoles. La melange Bornoa consiste de conglomerado intracapa, pizarra-arenisca, lentes de caliza, cuerpos de serpentinita y calizas, volcánicos máficos y chert. Las rocas de esta unidad están cubiertas inconformemente por sedimentos terrígenos del Neógeno, los cuales consisten de sedimentos lacustres y de río intercalados; éstos a su vez consisten de conglomerado intracapa, arenisca, lutita, limolita, y lentes de marga y caliza. Esta última unidad es cubierta por volcánicos riolíticos del Mioceno. El aluvión cuaternario, el cual está</p> |

| | | | |
|-----------------------------------|---|---|--|
| | | | hecho de sedimentos granulares no consolidados, cubre todas las unidades anteriores. El travertino holocénico y las formaciones de sales en forma de abarico también se observan en y alrededor de los manantiales termales. |
| Datos geoquímicos importantes | Las aguas de esta región son débilmente ácidas a alcalinas. La mayor parte de las aguas son ya sea sodico-bicarbonatadas o sodico-cloruradas. Las aguas ricas en cloruro son características de las áreas de costa (Doganbey-Izmir, Seferihisar, Koycegiz-Mugla) y sus composiciones (con proporciones Cl/Na similares a las del agua de mar), sugieren una posible intrusión de agua marina en el reservorio.*Las aguas ricas en sulfato de Dikili-Izmir, Simav-Kutahya, Gediz-Kutahya y Balikesir deben sus propiedades probablemente a la oxidación de la pirita común en la mineralización hidrotermal observada en el área.*Tiene un alto contenido de Ca. | *Esta zona se caracteriza por un enriquecimiento en Na-Cl-HCO ₃ . Considerando la distancia hacia la costa, el enriquecimiento en Cl en el área de Omerbeyli-Germencik-Aydin es debido probablemente a la presencia de aguas fósiles conatadas en las rocas. | *Esta muestra es representativa de las interacciones agua-roca en el reservorio. Las aguas termales son pobres en Mg y SO ₄ y enriquecidas en HCO ₃ con respecto al agua de mar; esto debido a la combinación de la mezcla con el agua subterránea fría y los procesos de interacción agua-roca en los acuíferos termales. Contribuciones de agua fría subterránea provocan la dilución resultando en un decremento en las concentraciones de los sólidos disueltos. El incremento del HCO ₃ puede explicarse por la reacción entre el CO ₂ disuelto y la roca húmeda que forma el HCO ₃ . La correlación altamente positiva entre el Cl y el Na indica que las altas concentraciones de las aguas geotérmicas de Cl provienen de una contribución del agua de mar. |
| Rocas originales del yacimiento | *Las rocas del reservorio de la región son metamórficas pre-mesozoicas (mármoles, gneises y cuarcitas) de los macizos de Menderes y Kazdag, limolitas del Mesozoico, y unidades volcansedimentarias del Neógeno. | | |
| Mineralogía primaria | | | |
| Mineralogía de alteración | | | |
| Clasificación del fluido (PIPER) | *De acuerdo al diagrama ternario de aniones Cl-HCO ₃ -SO ₄ de Giggenbach, ésta muestra se clasifica como del tipo bicarbonatada-cálcica, o bien del tipo "aguas periféricas". | *De acuerdo al diagrama ternario de aniones Cl-HCO ₃ -SO ₄ de Giggenbach, ésta muestra se clasifica como del tipo clorurada-sódica, cercana a la composición de las aguas "maduras". | *De acuerdo al diagrama de Schoeller, las aguas termales de esta área se clasifican en clorurado-sódicas |
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | *De acuerdo al diagrama ternario de Giggenbach, 1968, estas aguas se clasifican como INMADURAS | *De acuerdo al diagrama ternario de Giggenbach, 1968, estas aguas se clasifican como PARCIALMENTE EQUILIBRADAS | *En el diagrama ternario de Giggenbach, éste pozo aparece dentro de las aguas parcialmente equilibradas, muy cercana a la |

| | | | |
|--|---|--|--|
| | | <p>*Las aguas del tipo bicarbonatado, probablemente hayan adquirido su naturaleza a través de los procesos metamórficos en el basamento pre-Mesozoico, o a la disolución de las litologías bicarbonatadas, o bien, debido al vulcanismo relacionado a las emanaciones de CO₂.</p> | <p>línea de aguas inundadas.</p> <p>*Las unidades potenciales que se comportan como acuíferos debido a su alta permeabilidad son: los cuerpos de caliza y serpentinita de la melange Bornova, los conglomerados de los sedimentos terrígenos del Neógeno, los volcánicos del Neógeno y el aluvión cuaternario. Las aguas termales tienen características similares a las del agua de mar.* Las aguas termales del área de Seferihisar son aguas parcialmente equilibradas alimentadas por fluidos geotérmicos a diferentes temperaturas entre 60 y 150° C.</p> |
| <p>Interpretación de la química del sistema</p> | | <p>*Las aguas del tipo clorurado deben su naturaleza ya sea a una intrusión de agua marina a los acuíferos (como en las áreas de costa del oeste de Anatolia) o bien, debido a aguas fósiles connatas (como en las áreas tierra adentro del centro y oeste de Anatolia).</p> | <p>*Los datos isotópicos del área sugieren que: 1) las aguas subterráneas frías del área de estudio son de origen meteórico; 2) las aguas termales también son alimentadas por aguas de origen meteórico y marino.</p> |
| <p>Mezcla de fluidos</p> | | | <p>*La mayoría de las aguas termales de ésta área no han alcanzado el equilibrio, debido probablemente a que éstas aguas o están dominadas por una mezcla entre agua subterránea y agua marina, o bien provienen de ambientes de baja temperatura.</p> |
| <p>Equilibrio</p> | | | <p>*Mezcla de aguas meteóricas con aguas marinas</p> |
| <p>CONCLUSION</p> | <p>*Probable dilución</p> | <p>*Probable intrusión marina en el reservorio</p> | <p>Las aguas termales del área geotérmica de Seferihisar han formado paredes de travertino a medida que éstas fluyen a través de los acueductos ancestrales. El acuífero somero regional consiste de depósitos aluviales holocénicos en la costa en el sur del área. Volcánicos máficos fracturados submarinos y algunas veces los otros acuíferos fracturados de la melange Bornova son las rocas reservorio en el sistema geotérmico de Seferihisar. Las zonas ricas en</p> |
| <p>Comentarios</p> | <p>*Todas las aguas del oeste de Anatolia están supersaturadas con respecto a la calcita. Especialmente las aguas de las áreas de Derizli, Aydın e Izmir de este región, muestran los estados de supersaturación más altos para la calcita.*Los autores sospechan que el geotermómetro Na/K falla debido al alto contenido de Ca.</p> | | |

| | | |
|--------------------------|--|---|
| | | <p>arcillosos de los sedimentos neógenos actúan como la capa sello. Los volcánicos riolíticos del neógeno son demasiado antiguos para ser las fuentes de calor del sistema geotérmico, por lo que éstas deberían estar relacionadas al alto gradiente térmico provocado por la tectónica y la estructura de graben del área.*Este sistema no está asociado al volcanismo cuaternario.</p> |
| <p>Referencia</p> | <p>Mutlu & Gülec, 1998; Gemici & Tarcan, 2002; Seipen, 2004; Tarcan, 2005; Simsek et al., 2005; Aksoy, 2007; Aksoy et al., 2008, 2009; Karakus & Simsek, 2008; Möller et al., 2008</p> | <p>Karul, 1988; Gökgöz, 1998; Mutlu, 1998; Tarcan & Gemici, 2003</p> |

| Islandia | | | |
|----------------------------|--|-----------------------|---|
| País | Well 4 | Seltjarnarnes, well 4 | 87-40 |
| Nombre de pozo o localidad | Seltjarnarnes | | |
| TMEAS | 126 | 144 | 114 |
| Tipo de campo | Volcánico | | |
| Geología regional | <p>*Sudurnes es una pequeña montaña en la extremidad más al oeste de Seltjarnarnes. La unidad de lava Reykjavík aflora al nivel del mar en la porción norte, oeste y suroeste de Sudurnes. La lava está glacialmente esbriada y está cubierta por una diamictita. Esta unidad se interpreta como un alojamiento de tillita. Localmente, la superficie de la tillita es desigual y forma pequeños montículos en la playa. La presencia de fauna marina muestra que el área fue sumergida por debajo del nivel del mar después de que el hielo retrocedió.</p> <p>Las rocas más antiguas en el área de Reykjavík consisten de flujos de lava hidrotermalmente alterados, intrusiones, tobas y brechas, conocidas como las rocas Videyarsund. Estas están separadas de las lavas inalteradas Reykjavík de polaridad normal que las sobreyacen por una inconformidad angular y una extensión de sedimentos llamados de manera informal Capas Ellidavogur. La unidad de lavas Reykjavík es cubierta por una compleja secuencia de sedimentos ampliamente distribuidos en Reykjavík, las más conocidas, son las capas Fossvogur, las cuales son interpretadas como depósitos interglaciales debido a las estrías glaciales observadas en su superficie.* Partes de la geología de Reykjavík fueron depositadas después de una glaciación del área, los sedimentos en Ellidavogur y Fossvogur son postglaciales. Einarsson (1968) resumió la geología de Reykjavík en: las Rocas Videyarsund (son las rocas más antiguas, su unidad más antigua está hecha de pillow lavas subacuáticas, tobas y sedimentos acumulados en una amplia caldera central alrededor de Guðunes durante la época de polaridad inversa Matuyama, éstas son sucedidas por una secuencia de tobas y hialoclastitas, y por una tercera unidad de hialoclastitas expuestas en Guðunes); la secuencia de hialoclastitas Videyarsund está cubierta inconformemente por unidades extensas de flujos de lavas; las Capas Ellidavogur revelan una unidad discontinua de sedimentos, descritos como interglaciales en la inconformidad entre las rocas Videyarsund y las lavas Reykjavík</p> | | |
| | | | <p>El hecho de que los sedimentos y las lavas Reykjavík reflejen un único ciclo glacial-interglacial indica las glaciaciones sucesivas más jóvenes que removieron todo registro de los eventos previos a través de la erosión hasta que las lavas Reykjavík formaron un escudo.</p> |
| | | | <p>*Todos los campos geotérmicos de baja temperatura de Islandia ocurren por fuera de los cinturones volcánicos en formaciones rocosas cuaternarias y terciarias más antiguas.</p> |
| | | | Sn-6 |
| | | | Seltjarnes |
| | | | 117 |
| | | | Volcánico |

| | | | | | |
|--|---|--|--|---|--|
| <p>Geología local</p> <p>Datos geoquímicos importantes</p> | <p>(esta secuencia está basada en tres secciones principales, una gruesa capa de sedimentos que yacen sobre las rocas Videyarsund de conglomerado parcialmente arenoso, seguidos de roca sedimentaria con lentes de arena en su parte superior, esta es cubierta por un grueso conglomerado; posteriormente se tiene una gruesa secuencia de sedimentos que afloran bajo las lavas Reykjavík, la capa más inferior de sedimentos de arena café claro con fósiles de estratificación cruzada; posteriormente le sigue una secuencia que comienza con conglomerados, seguidos de una gruesa diamúctita con lentes de sales y otro conglomerado; ésta secuencia esta cubierta por una roca sedimentaria con lentes de arenisca y conglomerado con fósiles marinos, otra arenisca y se recubren con lava); el área de Reykjavík fue cubierta por flujos de lava extensos después de que ésta emergió, las Lavas Reykjavík consiste de extensos flujos de lava que cubren los sedimentos Ellidavogur en las tierras bajas de Reykjavík, estos flujos adscritos a una sola erupción el volcán escudo interglacial Mostellshéidi (el reciente mapeo de esta zona ha revelado al menos tres unidades de lava separadas); las Capas Fossvogur (los sedimentos son encontrados en posiciones abrigadas entre las rocas mounthonnéas esculpadas glacialmente). El hecho de que los sedimentos y las lavas Reykjavík reflejen un único ciclo glacial-interglacial indica las glaciaciones sucesivas más jóvenes que removieron todo registro de los eventos previos a través de la erosión hasta que las lavas Reykjavík formaron un escudo.</p> | <p>*Las aguas geotérmicas distribuidas en las formaciones de rocas cuaternarias y recientes, tienden a ser más altas en cloruros. En Reykjanes el agua geotérmica representa agua de mar que ha sido modificada químicamente por una reacción con la roca basáltica a alta temperatura. La concentración de cloruro de las aguas profundas que alimentan a los pozos es muy similar a la del agua de mar, cerca de 19,000 ppm. Se piensa que la percolación del agua de mar en los</p> | <p>*Las aguas de los acuíferos más profundos están algo supersaturadas en analcime a temperaturas por debajo de 100° C. Se sabe que el Boro es removido de manera efectiva de las soluciones acuosas a bajas temperaturas hacia minerales arcillosos, particularmente illita. El basalto alterado hidrotermalmente por el agua de mar a bajas temperaturas y los sedimentos marinos muestran un enriquecimiento en B.* Las</p> | <p>*Las aguas de las áreas de baja temperatura en Islandia son relativamente baja en sólidos disueltos. Esto es atribuido al bajo contenido de cloruro en la roca basáltica, el cual forma sales solubles con los cationes acuosos mayores. Las fuentes de alimentación de los sólidos disueltos y los gases se considera que son debidos a la atmósfera, al suelo orgánico, a la roca con la cual interactúa y al agua subterránea de origen</p> | <p>*Las aguas de baja temperatura son casi exclusivamente aguas diluidas no salinas con un total de sólidos disueltos de 200-400 mg/kg. Este tipo de agua denominada "brackish water" tiene una concentración de sólidos disueltos totales de entre 1500-4000 ppm y un pH cerca de 8.3-8.8. Muchas aguas de baja temperatura contienen algo de sulfuro de hidrógeno y han de formar un recubrimiento de sulfuro de hierro en la superficie</p> |
|--|---|--|--|---|--|

| | | | | | |
|--|---|--|---|---|---|
| | | <p>sistemas geotérmicos y la mezcla con las aguas de origen meteórico es la responsable del alto contenido de cloruro en las aguas geotérmico distribuidos en las rocas cuaternarias y de edad reciente. Las aguas geotérmicas profundas están saturadas en calcaíta. Las muestras de la 37 a la 46 son bajas en contenido de Cl, además de las muestras 51-52, esto debido al bajo contenido de cloruro de los basaltos</p> | <p>relativas altas concentraciones de Cl (100-2500 ppm) en aguas de baja temperatura conteniendo entre 0.1 y 1 ppm de B, y por lo tanto, las proporciones relativamente altas de Cl/B, se considera que son el resultado de un componente de agua subterránea marina en el agua geotérmica. Las proporciones acuosas de Cl/B de las aguas naturales en muchas de las áreas geotérmicas de Islandia muestra un decremento gradual del Cl/B ratio del agua de mar a aproximadamente aquél de las rocas basálticas. Se puede observar que una parte relativamente grande del Cl en aguas geotérmicas con temperaturas mayores de 100° C en Islandia, es de origen marino, aun si éstas no contienen un componente de agua subterránea marina. La causa es el relativamente alto contenido de Cl de la precipitación en el clima oceánico de Islandia y el algo bajo contenido de Cl en la roca basáltica con la cual el agua interactúa. Por otro lado, aun en aguas termales, la mayoría del B acuoso se origina de la disolución de la roca.</p> | <p>marino; en algunas áreas, caracterizadas por agua rica en CO₂ puede haber una contribución de CO₂ magnésico. La sílice es un constituyente mayor en las aguas de baja temperatura, particularmente en las más diluidas. El sodio siempre es el cation dominante. En aguas diluidas con temperaturas mayores de 100° C la abundancia relativa de sulfato incrementa y se vuelve el anión dominante. En algunas áreas costeras de baja temperatura, donde las tierras bajas yacen y se extiende relativamente lejos tierra adentro, el contenido de sólidos disueltos de las aguas geotérmicas es mayor que en otras áreas. Este alto contenido es reflejado en las altas concentraciones de Cl, SO₄ y Ca y es debido a la presencia de agua subterránea marina. El alto pH de las aguas termales es atribuido a la alta reactividad de los minerales basálticos y al vidrio basáltico, así como a la generalmente limitada alimentación de CO₂ a partir de fuentes orgánicas al agua superficial, que es el agua original de las aguas de baja temperatura.</p> | <p>de las tuberías de hierro y las superficies de cobre serán eficazmente corroídas con una subsecuente formación de sulfuro de cobre. La precipitación de la sílice no es muy común en las aguas de baja temperatura. El mezclado de agua fresca con el agua geotérmica puede provocar la precipitación de silicatos de magnesio; y bajo circunstancias especiales, se ha dado también la precipitación de un silicato de zinc hidratado, llamado hemimorfita, así como de willerrita.</p> |
| <p>Rocas originales del yacimiento</p> | <p>*Se ubica en rocas basálticas cuaternarias, y están subglacialmente formadas por</p> | <p>*Se ubica en rocas basálticas</p> | | | |

| | | | | |
|---|--|---|----------------------|---|
| | <p>hialoclastitas, tobas y pillow lavas. Analcime es abundante en relievos vesiculares en basaltos de olivino terciarios, pero ausentes en toleitas. Presencia de epidota y leumonita, calcita, anhidrita, calcedonia, cuarzo, pirita, marcasita, pirrotita e hidróxidos de fierro. La fluorita es menos abundante en las rocas basálticas que en las ácidas; ésta se ha encontrado como mineral vesicular en las tobas ácidas de edad terciaria y en el área de Setberg</p> | | | |
| <p>Mineralogía primaria</p> | | <p>*Los minerales arcillosos del tipo esmectita son comunes en los basaltos islándicos como producto de alteración de aguas geotérmicas de baja temperatura. Sin embargo, la cantidad de arcillas es limitada, la razón para esta alteración limitada se considera que es debido al alto pH desarrollado por estas aguas.</p> | <p>*Agua salobre</p> | |
| <p>Mineralogía de alteración</p> | <p>*Analcime, laumontita, wairakita y epidota son minerales conocidos en rocas geotérmicamente alteradas en Islandia. El analcime es encontrado en algunos sistemas de baja temperatura y ocasionalmente en sistemas de alta temperatura. La laumontita parece formarse a temperaturas intermedia, pero la wairakita y la epidota están asociadas con sistemas de alta temperatura.</p> | | | |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> | <p>*Aguas típicamente alcalinas</p> | | | |
| <p>Estado de equilibrio (GIGGENBACH)</p> | | | | |
| <p>Interpretación de la química del sistema</p> | <p>* El sistema geotérmico de Seljarnarnes consiste de tres reservorios principales, los cuales se encontró que estaban afectados por un influjo de agua marina debido a la explotación de ésta hitaveita. Se piensa que la</p> | <p>* Las aguas geotérmicas que emergen en áreas costeras en tierras bajas, a menudo contienen un componente de agua marina significativo, arriba del 10% en áreas de baja temperatura. Se piensa que la</p> | | <p>Las diferencias en la aparición de las manifestaciones geotérmicas superficiales en las áreas de alta o baja temperatura son debidas a dos parametros básicos, la temperatura del reservorio y el nivel en la mesa</p> |

| | | | |
|--|--|---|--|
| | <p>percolación del agua de mar en los sistemas geotérmicos y la mezcla con las aguas de origen meteórico es la responsable del alto contenido de cloruro en las aguas geotérmico distribuidos en las rocas cuaternarias y de edad reciente.* Será que las aguas geotérmicas de la porción más occidental de Borgarfjörður, la cual yace en porciones bajas y fue transgredida por el mar durante el periodo de desglaciación, contiene un pequeño componente de agua subterránea marina?</p> | <p>percolación del agua de mar en los sistemas geotérmicos y la mezcla con las aguas de origen meteórico es la responsable del alto contenido de cloruro en las aguas geotérmicas distribuidas en las rocas cuaternarias y de edad reciente. Ya que este tipo de rocas proveen un mejor contacto agua-roca.</p> | <p>del agua subterránea. Se ha reconocido a través del tiempo que los manantiales termales en las áreas de baja temperatura emergen frecuentemente de fallas y diques y que éstos están alineados a lo largo de algunos rasgos en algunas áreas, en estructuras casi verticales; también se ha sugerido que los diques representan barreras de permeabilidad forzando al agua caliente subterránea a fluir hacia el interior de las tierras altas para ascender en el lado tierras adentro.*El reciente fracturamiento en las formaciones cuaternarias y terciarias ha llevado a una permeabilidad altamente anisotrópica. Una importante consecuencia de permeabilidad heterogénea que parece caracterizar a los sistemas geotérmicos de baja temperatura es que el agua geotérmica descargada cada vez debe representar agua mezclada de diferentes edades derivada de más de un punto de origen.* El agua subterránea en las formaciones de edad cuaternaria y terciaria que no están afectadas por el activo tectonismo, se puede esperar que sea de varias decenas a miles de años de antigüedad, ya que la permeabilidad en estas formaciones decrece con la</p> |
|--|--|---|--|

| | | | | |
|--------------------------|---|---|---|--|
| | | | <p>profundidad, ello mayormente debido a un sellamiento del fracturamiento por deposición de soluciones de alteración hidrotermal.* En niveles someros, las temperaturas en el sistema son mayores que en los alrededores. Esto indica un enfriamiento en las raíces del sistema geotérmico y un calentamiento a niveles más altos. Dicha distribución de temperatura se considera que es provocada por el agua subterránea convectiva. El descenso de agua subterránea frías que entra en las raíces del sistema geotérmico gana calor a partir de la roca y la enfría al mismo tiempo. El calentamiento decrece la densidad del agua provocando su ascenso y calienta la roca a niveles más altos en el sistema geotérmico.</p> | |
| <p>Mezcla de fluidos</p> | <p>*Mezcla de aguas profundas con agua de mar</p> | <p>*Mezcla de aguas profundas con agua de mar</p> | | <p>*El agua de tipo brackish o salobre, como la de este pozo, la mezcla ha ocurrido entre el agua de diferentes temperaturas y salinidad.</p> |
| <p>Equilibrio</p> | | | <p>*Las aguas de baja temperaturas en Islandia parecen estar cercanas a l equilibrio con minerales secundarios de todas las especies acuosas mayores, excepto el Cl, B y SO₄; se considera esto debido a: un bajo contenido de sales solubles en</p> | <p>*El "agua geotérmica" está en equilibrio con el carbonato de calcio y la concentración de sílice parece estar gobernada por un equilibrio con la calcedonia. Las aguas geotérmicas de baja temperatura están saturadas con calcita.</p> |

| | | | | |
|---------------------------|---|---|--|---|
| | <p>*Mezcla de aguas profundas con agua de mar</p> | <p>*Mezcla de aguas profundas con agua de mar</p> | <p>la roca basáltica y al alto pH del agua.</p> | <p>*Mezcla de aguas superficiales con agua de mar</p> |
| <p>CONCLUSION</p> | <p>*Los sistemas de baja temperatura en Islandia pueden ser desarrollados por alguno o una combinación de estos cuatro factores: 1) Un flujo profundo de agua subterránea desde las áreas altas hacia las bajas a través de estructuras permeables llevado por el gradiente hidráulico; 2) La convección en fracturas jóvenes formadas por movimientos tectónicos en una capa rocosa antigua y relativamente impermeable; 3) Derivado de sistemas geotérmicos de alta temperatura fuera de los cinturones volcánicos activos en conjunto con su enfriamiento y extinción de la fuente de calor magnética; 4) Por una intrusión de magma en fracturas jóvenes en las formaciones cuaternarias y terciarias cercanas a los cinturones volcánicos activos.</p> | <p>*En los campos de baja temperatura, como éste la capa de roca es de edad Cuaternaria a Terciaria y tiende a tener permeabilidad primaria, asociada a estructuras verticales secundarias como diques, fallas y fisuras.</p> | <p>*La distribución de la actividad de baja temperatura en el país es debido a la combinación de dos características, la topografía y el fallamiento de las estructuras geológicas permeables. Los sistemas de baja temperatura se forman donde las formaciones permeables alargadas yacen perpendicularmente a los contornos topográficos, como el suroeste de Islandia; por otro lado, éstos sistemas no se desarrollan donde las estructuras permeables son paralelas a los contornos topográficos, como en la porción oriental de Islandia, ya que bajo tales condiciones, el flujo subterráneo de las tierras altas hacia las bajas estaría impedido.* Realmente no hay una verdadera distinción entre las aguas subterráneas termales y las no termales.</p> | <p>*El agua considerada como salina es una salmuera geotérmica de baja temperatura descubierta por medio de la perforación en la península de Reykjanes. El precipitado más común es el carbonato de calcio en las aguas de baja temperatura, pero también pueden ocurrir precipitaciones de sílice y sulfuros metálicos.</p> |
| <p>Comentarios</p> | <p>Kühn, 2004; ref original: Arnórsson et al., 1983 a y b</p> | <p>Kühn, 2004; ref original: Arnórsson, 1995a</p> | <p>Arnórsson, 1995a</p> | <p>Kühn, 2004; ref original: Kristmannsdóttir, 1989</p> |
| <p>Referencia</p> | <p>Arnórsson et al., 1983a</p> | <p>Arnórsson et al., 1983 a y b</p> | <p>Arnórsson, 1995a</p> | <p>Kühn, 2004; ref original: Kristmannsdóttir, 1989</p> |

| | | Estados Unidos | | |
|------------------------------|--|--|---|-----------------------|
| Pais | | | | |
| Nombre de pozo | Y-3 | Utah State 9-1 Muestra 9 | P-91-4 | 42-7 |
| Campo geotérmico o localidad | Yellowstone, Park | Roosevelt, Utah | Cove Fort-Sulphurdale | Cove Fort-Sulphurdale |
| TMEAS | 174 | 225 | 163 | 178 |
| Tipo de campo | Volcánico-Sedimentario? | Igneo-metamórfico? | Volcánico-Sedimentario | |
| Geología regional | <p>*Estos reservorios están situados en gruesas secuencias de flujos de lavas riolíticas y flujos de tobas de cenizas de una composición química relativamente uniforme.</p> | <p>*El área geotérmica de Roosevelt Hot Springs se localiza en la margen este de la provincia de Basin & Range al noreste del condado Beaver, Utah, en el flanco oeste de Mineral Mountain Range. Este es una horst de orientación norte compuesto grandemente por un complejo intrusivo terciario multifase de composición silicica a intermedia. Un granito de grano fino a medio y diques de composición intermedia a máfica intruyen el granito de grano grueso a granodiorita. Un gneis de biotita-hornblenda de probable edad precámbrica está expuesto en la margen oeste del plutón en el área geotérmica. Las rocas volcánicas cenozoicas en la vecindad de las montañas Mineral incluyen lavas calcoalcalinas, riolitas y un basalto antiguo. Los productos volcánicos más jóvenes del área termal consisten de dos flujos riolíticos y 10 domos riolíticos y flujos a lo largo de la cresta de las montañas. Excepto por una delgada capa de toba en el</p> | <p>Las rocas del reservorio consisten principalmente de calizas del Paleozoico al Mesozoico y de areniscas cubiertas por tobas (constituidas por cenizas) y flujos de lava en la parte este del campo y flujos de basalto Cenozoico relacionados al Volcán Cove Fort. El volcanismo Terciario y las rocas más antiguas fueron intrusionadas por cuarzo-monzonita y diques de latita. Las calizas alrededor de las rocas intrusivas han sido termalmente metamorfosadas.</p> | |

| | | | | | |
|--|--------------------|---|---|--|---|
| | | | aluvión, las rocas volcánicas no ocurren en el área geotérmica. | | |
| Geología local | | | | | *La estratigrafía de la zona a partir del basamento, consiste de: Rocas sedimentarias del Mesozoico y Paleozoico; rocas intrusivas terciarias sobreyaciendo al basamento, rocas volcánicas terciarias que sobreyacen a éstas últimas; una andesita basáltica cuaternaria que cubre al terciario y en la superficie se encuentran depósitos aluviales y de derrumbe. |
| Datos geoquímicos importantes | *Ricas en cloruros | | *Agua caliente, la temperatura y concentración de Na, K, F, Cl y el total de sólidos disueltos es menor, mientras que el Ca, Mg, Fe, SO ₄ y HCO ₃ se encuentran más concentrados. | | *Produce agua sódico-clorurada diluida, pero se ha encontrado vapor también, en este pozo se encontró cuarzo-monzonita. *El agua y el vapor descargados por los pozos parecen ser principalmente de origen meteorico. *En este pozo se ha encontrado la temperatura más alta del campo con 178° C. Produce líquido sódico clorurado diluido. *El agua y el vapor parecen ser por los pozos parecen ser principalmente de origen meteorico. |
| Rocas originales del yacimiento | | | Aluvión de arcosa sobreyaciendo gneises y rocas graníticas de interferencia | | *Las rocas prevolcánicas del basamento consisten principalmente de limolitas y areniscas del Paleozoico y Mesozoico que están expuestas en el cinturón norte de tren noreste de la falla Cove Creek. Estas rocas sirven de almacén al moderno sistema geotérmico a través del área. La actividad volcánica comenzó con la erupción de flujos de lava de composición intermedia, brechas, y tobas de flujo de cenizas relacionadas al centro volcánico cercano al borde este del área de estudio. Una sucesión de tobas de flujo de ceniza y el emplazamiento de intrusiones que van de monzonita a labitas, siguieron a este volcansmo temprano. Las rocas intrusivas se encuentran expuestas hacia el este de Sulphurdale, y fueron encontradas a profundidad en éstos pozos. Hacia el oeste, los flujos de andesita basáltica erupieron produciendo un volcán escudo bastante amplio. |
| Mineralogía primaria | | | | | |
| Mineralogía de alteración | | *La alteración hidrotermal del material riolítico de estas áreas consiste generalmente de material riolítico rico en vidrio que ha alterado a una variedad de zeolitas, arcillas, micas y | El yacimiento se divide en tres zonas. (I) Ocurrencia de monimorillonita, capas mezcladas de epidota y arcillas; (II) una zona de transición, presente sólo en el pozo 14-2:(III) | | |

| | | | | |
|--|---|---|---|--|
| | <p>feldespato hidrotermal. Los minerales comúnmente hallados en venas incluyen sílice amorfa, calcedonia, cuarzo, calcita, fluorita, pirita, óxidos de hierro y varios tipos de arcillas y micas.</p> | <p>menor cantidad de anhídrita, abundante clorita después de plagioclasa, pirita y calcita. Ambas zonas contienen clorita después de minerales máficos, limonita-hematita, cuarzo, sericita y trazas de calcopirita. Feldespato potásico es común en las rocas del reservorio.*Los grupos de minerales de alteración en este pozo exhiben características comparables tanto al otro pozo no productor como a los pozos productores. El ensamble mineral superior I contiene capas mezcladas de arcillas y epidota. El ensamble de alteración mineral inferior se caracteriza por la ausencia de clorita después de la plagioclasa y es más similar al ensamble de alteración observado en el pozo no productor 52-21 (IV): una excepción a esta similitud, es la presencia de cantidades traza de anhídrita. *Los productos de alteración superficial más comunes son ahunita con ópalo, y el ensamble ahunita-caolinita-montmorillonita.</p> | | |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> | | <p>*El fluido de Roosevelt Hot Springs puede ser clasificado como del tipo sodico clorurado que grada en agua sulfatada ácida.</p> | | |
| <p>Estado de equilibrio (GIGGENBACH)</p> | | | | |
| <p>Interpretación de la</p> | | <p>Al parecer se trata de</p> | <p>*Este pozo produce agua a partir</p> | |

| | | | |
|----------------------------|---|--|---|
| <p>química del sistema</p> | | <p>condiciones paleotérmicas, que no existen actualmente. Una comparación de las composiciones de los fluidos en Roosevelt sugieren que éstos son derivados de una fuente de reservorio común y que las variaciones en las composiciones son debidas a un alto grado de mezcla con el agua subterránea. El agua subterránea local está enriquecida en Ca, Mg, Fe, SO₄ y HCO₃, y empobrecida en Na, K, F y Cl relativos al fluido geotérmico.</p> | <p>de la fuente recurso que le suprayace. Este pozo ha encontrado una temperatura máxima de 163°C. La mesa de agua parece estar localizada cerca del techo de la limolita, inmediatamente debajo de la arenisca. La limolita contiene una gran cantidad de fracturas abiertas, las cuáles en parte podrían representar cavidades de disolución.</p> |
| <p>Mezcla de fluidos</p> | <p>*Mezcla de los fluidos con aguas subterráneas más frías</p> | <p>*Mezcla de las aguas del reservorio con aguas subterráneas más frías</p> | |
| <p>Equilibrio</p> | | | |
| <p>CONCLUSION</p> | <p>*Aguas diluidas o mezcladas con aguas subterráneas más frías *Estudios de las características térmicas de Yellowstone sugieren que el sistema geotérmico consiste de dos reservorios distintos: un reservorio de líquido dominante en la porción oeste de la caldera y un reservorio de vapor dominante en el este. La mayoría de los pozos han alcanzado temperaturas medidas de entre 165-200° C. La temperatura más alta registrada fue de 237.5° C.*Este pozo se ubica en la Cuenca Inferior Geyser.</p> | <p>*Mezcla con aguas subterráneas</p> | <p>*Aguas diluidas debido a mezcla</p> |
| <p>Comentarios</p> | | <p>*Pozo no productor. El rango de la temperatura de fondo varía de 160 a 224° C.</p> | <p>La existencia del sistema geotérmico de Cove-Fort Sulfitoso es bien conocida debido a la presencia de numerosas fumarolas y aluvión alterado que contiene azufre nativo. El reservorio geotérmico se localiza en la zona de transición estructuralmente compleja entre la provincia de Basin & Range en el oeste de la meseta del Colorado. Cinco de los ó pozos perforados en la zona descargan vapor seco a partir de la arenisca Mesozoica fracturada que yace por debajo de las tobas terciarias. *A pesar del gran tamaño de la anomalía térmica y de la abundancia de fumarolas activas y extintas, no hay evidencia de depósitos de manantiales calientes que indiquen que las aguas termales hayan alcanzado alguna vez la superficie.</p> |
| <p>Referencia</p> | <p>Can, 2002; Fournier, 1961; Mazon & Thompson, 1962;</p> | <p>Pary et al., 1980; Capuano & Cole, 1982; ref original: S.D.</p> | <p>Moore et al., 2000; Nash et al, 2003</p> |

| | | | |
|---------------------------------|---|--|---|
| | Dobson, 2003; Fournier, 1989 | Johnson (personal communication, 1980); Christensen et al., 1983 | |
| Estados Unidos | | | |
| País | Y-8 | St. Un. A#9 Weeks Island | WI Wes 6-11 No.1, West |
| Nombre de pozo | Yellowstone Park | Lafayette, California | Salt Dome Basin |
| Campo geotérmico o localidad | 169 | 117 | 118 |
| TMEAS | Volcánico-Sedimentario? | ??? | Sedimentario |
| Tipo de campo | *Estos reservorios están situados en gruesas secuencias de flujos de lavas riolíticas y flujos de tobas de cenizas de una composición química relativamente uniforme. | | Esta cuenca contiene 8000 m de rocas sedimentarias carbonatadas y siliciclásticas, además de evaporitas; más de 2000 m de areniscas y pizarras continentales, deltáicas y no marinas del Paleógeno. La cuenca del Mississippi Salt Dome contiene 50 tipos de domos salinos los cuales proveen los mecanismos de entrapamiento más importante para el petróleo en la cuenca. |
| Geología regional | *El núcleo del pozo Y-8, localizado en la cuenca superior Geyser, tiene una estratigrafía muy compleja que consiste de sedimentos volcánoclasticos, lava riolítica perlítica, y toba pumucítica de flujo de ceniza no soldada | | |
| Geología local | *Los altos contenidos de potasio y aluminio de esta muestra realizan la alteración hidrotermal. Aguas ricas en cloruros | | |
| Datos geoquímicos importantes | *El núcleo del pozo Y-8 tiene tres | | |
| Rocas originales del yacimiento | | | |

| | | | | | |
|--|--|--|--|---|--|
| | | | | <p>unidades litológicas distintas: una arenisca volcanoclástica, una lava riolítica peritítica, y una toba de flujo de cenizas. La arenisca volcanoclástica consiste de sedimentos de grano mediano a grano grueso que son de un color verdoso-grisáceo claro a grisáceo-café claro. Los sedimentos están compuestos de una pobremente a moderada clase de mezcla de clastos subangulares de obsidiana, punnicita, y toba, junto con granos de cuarzo y feldespatos. Keith et al. (1978) interpretó éstos sedimentos volcanoclásticos como depósitos de flujo de río glacial. Los sedimentos tienen un contacto basal abrupto con la lava riolítica peritítica. Esta unidad volcánica consiste de fragmentos de punnicita en una matriz tobácea; esta capa punnicítica grada abruptamente en una lava riolítica peritítica más densa que está altamente fracturada. La lava tiene una apariencia moteada? y es de un gris medio a un verde oscuro. Este color verdoso oscuro probablemente resulte de la presencia pervasiva de celadorita, la cual ha reemplazado gran parte de la matriz vítea. Keith et al. (1978) identificó ésta unidad como un flujo de brecha asociado al flujo riolítico de la cuenca Biscuit. Un</p> | |
|--|--|--|--|---|--|

| | | | | |
|---|--|--|--|--|
| | <p>agudo contacto se ha observado entre la lava riolítica periférica y la toba pumicítica. Esta toba es bastante uniforme en naturaleza y consiste de lapilli pumicítico no soldado.*Estratigrafía: De forma descendente, a partir de la superficie, se tiene sintier, sedimentos, arena, y depósitos de grava, suprayacidos por el flujo de riolita Biscuit Basin, que consiste casi enteramente de brecha de flujo vitropúica y toba pumicítica.</p> | | | |
| <p>Mineralogía primaria</p> | <p>*La principal masa de fondo y las venas de minerales de alteración incluyen sílice polimorfa (ópalo, cristobalita, calcedonia y cuarzo), calcita, montmorillonita, celadonita, clinoptilolito, mordenita y analcime. Un agrupamiento en vena comúnmente observado para la lava riolítica periférica es una banda exterior de celadonita, seguida por uno o más polimorfos de sílice, y mordenita. Calcita, montmorillonita y analcime están restringidos a los sedimentos volcánoclasticos, mientras que la celadonita es más abundante en la lava riolítica y en la toba pumicítica.</p> | | | |
| <p>Clasificación del fluido (PIPER)</p> | | | | |

| | | | | |
|-----------------------------------|--|---|--|---|
| Estado de equilibrio (GIGGENBACH) | | | <p>*En la cuenca superior Geyser se observa que la salmuera del reservorio ha ganado HCO₃+CO₃ y Na debido a reacciones que involucran CO₂ con rocas ígneas. *Las variaciones en cloruro y bicarbonato en las aguas termales de la cuenca superior muestran el resultado de varios grados de enfriamiento conductivo y ebullición de compresional y de mezcla de diferentes aguas termales que provienen de reservorios que tienen temperaturas algo diferentes.</p> | |
| Mezcla de fluidos | | | | |
| Equilibrio | | | | |
| CONCLUSION | | | <p>*Aguas diluidas o mezcladas con aguas subterráneas más frías *Los sedimentos</p> | <p>*Mezcla por intrusión salina? (domos salinos) *La cuenca Salt Dome es más bien conocida por sus campos petroleros</p> |
| Comentarios | | | | |
| Referencia | | <p>Kühn, 2004; ref original: Kharaka et al, 1986b</p> | <p>Kharaka & Mariner, 1989; Fournier, 1981; Mazor & Thompson, 1982; Dobson, 2003; Fournier, 1989</p> | <p>Kühn, 2004; Kharaka et al., 1987</p> |

REFERENCIAS

- Acuña, J. A., Stimac, J., Sirad-Azwar, L., Pasikki, R. G. (2008). Reservoir management at Awibengkok geothermal field, West Java, Indonesia. *Geothermics*. 37, pp. 332-346.
- Aitchison, J. (1986). *The statistical analysis of compositional data*. Chapman & Hall, London New York, pp. 416.
- Aiuppa, A., Carapezza, M. L., Parello, F. (1996). Fluid geochemistry of the San Vicente geothermal field (El Salvador). *Geothermics*. 26, pp. 83-97.
- Aksoy, N. (2007). Optimization of downhole pump setting depths in liquid-dominated geothermal systems: A case study on the Balcova-Narlidere field, Turkey. *Geothermics*. 36, pp. 436-458.
- Aksoy, N., Serpen, U., Filiz, Ş. (2008). Management of the Balcova-Narlidere geothermal reservoir, Turkey. *Geothermics*. 37, pp. 444-466.
- Aksoy, N., Şimşek, C., Gunduz, O. (2009). Groundwater contamination mechanism in a geothermal field: A case study of Balcova, Turkey. *Journal of Contaminant Hydrology*. 103, pp. 13-28.
- Alfaro Valero, C., Cortés Castillo, E., Pardo Villaveces, N. (2005). Alteración hidrotermal en el sistema geotérmico de Paipa. Ministerio de mina y energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS).
- Allis, R. G. and Lumb, J. T., (1992). The Rotorua geothermal field, New Zealand: Its physical setting, hydrology, and response to exploitation. *Geothermics*. 21 [1/2]), pp. 7-24.
- Arellano, V. (1999). Geotermia. *Boletín IIE*, Dos décadas de investigación, septiembre-octubre 1999, pp. 223-232.
- Arellano, V. M., Iglesias, E., García, A. (2008). La energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura. *Boletín IIE*, Tendencias tecnológicas julio-septiembre 2008, pp. 102-114.
- Arnórsson, S. (1975). Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. *American Journal of Science*. 275, 763-784.
- Arnórsson, S. (1985). Gas pressures in geothermal systems. *Chemical geology*. 49, pp. 319-328.

- Arnórsson, S. (1995a). Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models – I. High-temperature areas. *Geothermics*. 24, pp. 561-602.
- Arnórsson, S. (1995b). Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models – II. Low-temperature areas. *Geothermics*. 24, pp. 603-629.
- Arnórsson, S. (2000b). The quartz- and Na/K geothermometers. I. New thermodynamic calibration. En: *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan*, pp. 929-934.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E. (1985). New gas geothermometers for geothermal exploration - Calibration and application. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 49, pp. 1307-1325.
- Arnórsson, S., Sigurdsson, S., Svavarsson, H. (1982). The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciations from 0 to 370 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46, pp. 1513-1532.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H. (1983a). The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47, pp. 547-566.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H. (1983b). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47, pp. 567-577.
- Bacon, C. F., Amimoto, P. Y., Sherburne, R. W., Slosson, J. E. (1974). Engineering geology of The Geysers geothermal resource area. Lake, Mendocino and Sonoma Counties, California. California Division of Mines and Geology, Special Report 122.
- Barbier, E. (1997). Nature and technology of geothermal energy: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 1, pp. 1-69.
- Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 6, pp. 3-65.
- Barnes, H. L. (1967). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. En: Barnes, H. L. (Editor) *Rinehart and Winston Inc. Publication, Holt*, 1ra. Edición.
- Barragán, R. M., Nieva, D. (1989). EQQYAC: Program for determining geothermal reservoir chemical equilibrium. *Computers and Geosciences*. 15 pp. 1221-1240.

Barret, C. R., Tetelman, A. S., Nix, W. D. (1973). The principles of engineering materials. Prentice-Hall Incorporated, New Jersey.

Bayram, F. (2001). Application of an artificial neural network model to a Na-K geothermometer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 112, pp. 75-81.

Beane, R. E. (1994). A graphic view of hydrothermal mineral stabilities. En: Lenz, D. R. (Editor) *Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems: Geological Association of Canada, Short Notes*, 11, pp. 1-30.

Bellani, S., Magro, G., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D. (2005). Insights into the Larderello geothermal field: Structural setting and distribution of thermal and ³He anomalies. En: *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey*, pp. 1-11.

Berner, R. A. (1971). *Principles of chemical sedimentology*. McGraw-Hill, New York.

Bertani, R. (2005). World geothermal power generation in the period 2001-2005. *Geothermics*. 34, pp. 651-690.

Bertani, R. (2007). World geothermal generation in 2007. En: *Proceedings European Geothermal Congress*, pp. 1-11.

Bethke, C. M. (2006). *The Geochemist's Workbench* ® Release 6.0. Hydrogeology Program, University of Illinois.

Bethke, C. M. (2008). *Geochemical and biogeochemical reaction modeling*. Cambridge University Press, 2da. Edición.

Bodvarsson, G. S., Bensont, S., Sigurdsson, O., Halldorsson, G. K., Stefánsson, V. (1981). Analysis of well data from the Krafla geothermal field in Iceland. En: *Proceedings Seventh Workshop Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, pp. 71-76.

Bogie, I., Mackenzie, K. M. (1998). The application of volcanic facies model to an andesitic stratovolcano hosted geothermal system at Wayang Windu, Java Indonesia. En: *Proceedings of the Twentieth New Zealand Geothermal Workshop*, University of Auckland, pp. 265-270.

Bogie, I., Kusumah, Y. I., Wisnandary, M. C. (2008). Overview of the Wayang Windu geothermal field, West Java, Indonesia. *Geothermics*. 37, pp. 347-365.

Bolaños, V. (2003). *Química analítica cuantitativa (Reacciones en solución)*. 3ra. Edición, Universidad Autónoma del Estado de México, pp. 22-28.

- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. En: Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 6, pp. 229-250.
- Browne, P. R. L. (1984). Subsurface stratigraphy and hidrotermal alteration of the Eastern section of the Olkaria geothermal field, Kenya. En: Proceedings 6th New Zealand Geothermal Workshop, pp. 33-41.
- Bullard, E. C. (1965). Historical introduction to terrestrial heat flow. En: Lee, W.H.K. (Ed.) Terrestrial Heat Flow, American Geophysics Union. 8, pp. 1-6.
- Butler, J. C. (1979). Trends in ternary petrologic variation diagrams - fact or fantasy?. American Mineralogist. 64, pp. 1115-1121.
- C. F. E. (En línea). Generación de electricidad en México. Capacidad efectiva instalada. Estados Unidos Mexicanos. Consulta: 19 de agosto 2008. <http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad>.
- Cahn, R. W., (2001). The coming of materials science. Pergamon Material Series, Vol. 5, Pergamon, Amsterdam.
- Camacho, F., Palacios, N. M. (1979). Geología de la zona geotérmica de Los Azufres Michoacán: Comisión Federal de Electricidad, reporte interno 6-79, 42p.
- Campos, T. (1988). Geothermal resources of El Salvador. Preliminary assessment. Geothermics.17, pp. 319-332.
- Can, I. (2002). A new improved Na/K geothermometer by artificial neural networks. Geothermics. 31, pp. 751-760.
- Capuano, R. M., Cole, D. R. (1982). Fluid-mineral equilibria in a hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs, Utah. Geochimica et Cosmochimica Acta. 46, pp. 1353-1364.
- Cedillo, F. (1997). Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. En: Informe HU/RE/03/09 Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricas, Residencia Los Humeros, Puebla, 30p.
- CFE (En línea): Generación de electricidad en México: Capacidad efectiva instalada, generación eléctrica total. Estados Unidos Mexicanos [Consulta: 19 agosto 2009], <http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/queescfe/Estadísticas/>.
- Chandrasekharam, D., Bundschuh, J. (2002). Geochemistry of thermal waters and thermal gases. En: Chandrasekharam, D., Bundschuh, J. (Eds.) Geothermal Energy Resources for Developing Countries. Swets & Zeitlinger B. V., Rotterdam, The Netherlands, pp. 253- 267.

- Chapra, S. C., Canale, R. P. (2003). *Métodos numéricos para ingenieros*. McGraw-Hill Interamericana, 4ta. Edición, México.
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering - 1. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 8, pp. 22-48.
- Chen, C. (1985). Chemical characteristics of thermal waters in The Central Range of Taiwán, R.O.C. *Chemical geology*. 49, 303-317.
- Chiodini, G., Cioni, R., Leonis, C., Marini, L., Raco, B. (1991). Fluid geochemistry of Nisyros island, Dodecanese, Greece. *Journal of Volcanology and Geochemical Research*. 56, pp. 95-112.
- Christensen, O. D., Capuano, R. A., Moore, J. N. (1983). Trace element distribution in an active hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 16, pp. 99-129.
- Clark, D., Fritz, P., (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Cusicanqui, H., Mahon, W. A., Ellis, A. J. (1975). The geochemistry of the El Tatio geothermal field, Northern Chile. En: *United Nations Symposium on the Development and Use Geothermal Resources*. 1, pp. 703-711.
- D'Amore, F., Truesdell, A. H. (1979). Models for steam chemistry at Larderello and The Geysers. En: *Proceedings Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, pp. 283-297.
- D'Amore, F., Panichi, C. (1980). Evaluation of deep temperature of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, pp. 549-556.
- D'Amore, F., Mejía, J. T. (1999). Chemical and physical reservoir parameters at initial conditions in Berlin geothermal field, El Salvador: A first assessment. *Geothermics*. 28, pp. 45-73.
- D'Amore, F., Arnórsson, S. (2000). Geothermometry. En: Arnórsson, S. (Ed.) *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use*, International Atomic Energy Agency (Editorial), Vienna, pp. 152-199.
- D'Amore, F., Fancelli, R., Caboi, R. (1987). Observations on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics*. 16, pp. 271-281.
- Debye, P., Hückel, E. (1923). The theory of electrolytes. I. Lowering of freezing point and related phenomena. *Physikalische Zeitschrift*. 24, pp. 185-206.

Díaz González, L. (2004). Desarrollo de herramientas geotermométricas de Na/K aplicando redes neuronales artificiales: Aplicación a la predicción de temperaturas de fondo de sistemas geotérmicos. Tesis de Maestría, Instituto Tecnológico de Zacatepec/CIE-UNAM.

Díaz González, L. (2008). Calibración del geotermómetro de Na/K usando una base de datos geoquímicos mundial más representativa, técnicas geoquimométricas mejoradas y herramientas computacionales. Tesis de doctorado, Posgrado en Ingeniería, CIE-UNAM.

Díaz-González, L., Santoyo, E., Reyes-Reyes, J. (2008). Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 25, 465-482.

Dickson, M. H., Fanelli, M. (2005). *Geothermal energy: utilization and technology*. Sterling, VA., Earthscan Publications.

Dickson, F. W., Potter, J. M. (1982). Rock-brine chemical interactions. Research Project 653-2. Stanford University.

Dobson, P. F., Kneafsey, T. J., Hulen, J., Simmons, A. (2003). Porosity, permeability, and fluid flow in the Yellowstone geothermal system, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 123, pp. 313-324.

Dora, O. Ö., Candan, O., Dürr, S., Oberhansh, R. (1997). New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. En: Piskin, O., Savascin, M. Y. and Tarcan, G. (Eds.) *Proceedings International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 1, pp. 53-72.

Dorn, J. G. (2008). La producción mundial de energía geotérmica a punto de erupción. En: www.earth-policy.org.

Elders, W. A. (1977). Petrology as practical tool in geothermal studies. *Transnational Geothermal Council*. 1, pp. 85-86.

Elders, W. A., Sass, J. H. (1988). The Salton Sea scientific drilling project. *Journal of Geophysical Research*. 93, pp. 12953-12968.

Ellis, A. J. (1968). Natural hydrothermal Systems and experimental hot water/rock interaction: reaction with NaCl solutions and trace metal extraction. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 32, pp. 1356-1363.

Ellis, A. J. (1970). Quantitative interpretation of Chemicals characteristics of hidrothermal systems. *Geothermics*. 2, pp. 516-528.

- Ellis, A. J., Wilson, S. H. (1960). The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 3, pp. 831-850.
- Ellis, A. J., Mahon, W. A. J. (1967). Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, pp. 519-538.
- Ellis, A. J., Mahon, W. A. J. (1977). Chemistry and geothermal systems. En: Denton, J. (Editor) *Energy Science and Engineering: Resources, Technology, Management*.
- El-Naqa, A., Zeid, N. A. (1993). A basic program for calculating subsurface water temperatures using chemical geothermometers - Implication to geothermal reservoir estimation. *Computer and Geosciences*. 19, pp. 1445-1461.
- Endeshaw, A. (1988). Current status of geothermal exploration in Ethiopia. *Geothermics*. 17, pp. 477-488.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasında ki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi (in Turkish). *TPJD Bült.* 1, pp. 1-20.
- Essington, M. E. (2003). *Soil and water chemistry: An integrative approach*. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Fagundo, J. R. (2007). *Contribuciones al desarrollo de la hidrogeoquímica*. En: www.fagundojr.com
- Fan, K. C., Tom, M. C., Liang, K., F., Shu, C., Chiang, S. C. (2005). Interpretation of a well interferences test at the Chingshui geothermal field, Taiwan. *Geothermics*. 34, pp. 99-118.
- Fausto, J. J., Sánchez, A., Jiménez, M. E. (1979). Geoquímica hidrotermal del campo geotérmico de Cerro Prieto. En: *Actas 2do Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México*, pp. 199-233.
- Faure, G. (1991). *Principles and applications of inorganic geochemistry*. Macmillan Publications Company.
- Fernández-Turiel, J. L., García-Valles, M., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., Martínez-Manent, S. (2005). The hot spring and geyser Winters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology*. 180, pp. 125-147.
- Fouillac, C., Michard, G., (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*. 10, pp. 55-70.

Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*. 5, pp. 41-50.

Fournier, R. O. (1979). Discussion: Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures. *American Journal of Science*. 279, pp. 1070-1078.

Fournier, R. O. (1981). Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. En: Rybach, L. and Muffler, L. J. P. (Eds.) *Geothermal systems: Principles and case histories*.

Fournier, R. O. (1989). Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. En: *Annual Reviews of Earth Planet Sciences*. 17, pp. 13-53.

Fournier, R. O. (1990). Double-diffusive convection in geothermal systems: The Salton Sea, California, geothermal system as a likely candidate. *Geothermics*. 19, pp. 481-496.

Fournier, R. O., Rowe, J. J. (1966). Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Science*. 264, pp. 685-697.

Fournier, R. O., Truesdell, A. H. (1970). Geochemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A. *Geothermics*. 2, pp. 529-535.

Fournier, R. O., Truesdell, A. H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 37, pp. 1255-1275.

Fournier, R. O., Potter II, R. W. (1979). Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 43, pp. 1543-1550.

Fournier, R. O., Potter II, R. W. (1982). An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900° C at pressures up to 10,000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46, pp. 1969-1973.

Fournier, R. O., White, D. E., Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature – I, Basic assumptions. *United States Geological Survey Journal Research*. 2, pp. 259-262.

Fridleifsson, I. B., Bertani, R., Huenges, E., Lund, J. W., Ragnarsonn, A., Rybach, L. (2008). The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change. En: Hohmeyer, O., Tritin, T. (Eds.) *Proceedings*

IPCC Scoping Meeting on Renewable Energy Sources, Luebeck, Germany, pp. 59-80.

Garrels, R. M., Thompson, M. E. (1962). A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*. 260, pp. 57-66.

Garrels, R. M., Mackenzie, F. T. (1967). Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. *Equilibrium Concepts in Natural Waters, Advances in Chemistry Series, 67*. American Chemical Society, Washington, DC, pp. 222-242.

Gebregzabher, Z. (1986). Hydrothermal alteration minerals in Aluto Langano geothermal wells, Ethiopia. *Geothermics*. 15, pp. 735-740.

Gemici, Ü., Tarcan, G. (2002). Hydrogeochemistry of the Simav geothermal field, western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 116, pp. 215-233.

Gianelli, G., Scandiffio, G. (1989). The Latera geothermal system (Italy): Chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. *Geothermics*. 18, pp. 447-463.

Gianelli, G., Teklemariam, M. (1993). Water-rock interaction processes in the Aluto-Langano geothermal field (Ethiopia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 56, pp. 429-445.

Giggenbach, W. F. (1978). The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 42, pp. 979-988.

Giggenbach, W. F. (1980). Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, pp. 2021-2032.

Giggenbach, W. F. (1981). Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 45, pp. 393-410.

Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 52, pp. 2749-2765.

Giggenbach, W. F. (1992). Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F. (Editor), *Proceedings, Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP, Rome, pp. 119-144.

Giggenbach, W. F., Goguel, R. L. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. *DSIR Chemistry report, CD 2401*, pp. 82.

- Giggenbach, W. F., Glover, R. B. (1992). Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the Rotorua geothermal field, New Zealand. *Geothermics*. 21, pp. 121-140.
- Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B. L., Truesdell, A. H. (1983). Isotopic and chemical composition of Parvati Valley geothermal discharges, North-west Himalaya, India. *Geothermics*. 12, pp. 199-222.
- Gimeno, M. J., Peña, J. (1993). Aproximación cinética a la modelización de los procesos de interacción agua-roca. *Estudio Geológicos*. 49, pp. 223-232.
- Gizaw, B. (1993). Aluto-Langano geothermal field, Ethiopian Rift Valley: Physical characteristics and the effects of gas on well performance. *Geothermics*. 22, pp. 101-116.
- González-Partida, E., Barragán-Reyes, R. M., Vázquez-Escobedo, R. (1992). Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico - El caso de Los Humeros, Estado de Puebla. *Revista UNAM, Instituto de Geología*. 10, pp. 47-53.
- González, R. M., Gutiérrez-Negrín, L. (2007). Recursos geotérmicos para generar electricidad en México. *Revista digital universitaria UNAM*. 8, pp. 3-13.
- Gözköz, A. (1998). Geochemistry of the Kizildere-Tekkehamam-Buldan-Pamukkale geothermal fields, Turkey. En: *UNU Geothermal Training Programme, Iceland*, pp. 115-156.
- Graham, I. J., Worthington, T. J. (1988). Petrogenesis of Tauhara dacite (Taupo Volcanic Zone, New Zealand) - Evidence for magma mixing between high-alumina andesite and rhyolite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 35, pp. 279-294.
- Greenwood, H. J. (1975). Thermodynamically valid projections of extensive phase relationships. *American Mineralogist*. 60, pp. 1-8.
- Griem, W., Griem-Klee, S. (2007). Los feldespatos. En: www.geovirtual.cl.
- Grigsby, C. O., Tester, J. O., Trujillo, P. E., Counce, D. A. (1989). Rock-water interactions in the Fenton Hill, New Mexico, hot dry rock geothermal systems I. Fluid mixing and chemical geothermometry. *Geothermics*. 18, pp. 629-256.
- Guidi, M., Marini, L., Scandiffio, G., Cioniti, R. (1990). Chemical geothermometry in hydrothermal aqueous solutions: the influence of ion complexing. *Geothermics*. 19, pp. 415-441.

- Gutiérrez-Negrín, L. (2002). Recursos geotérmicos de México. En: Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del Uso del Territorio, Puerto Varas, pp. 67-70.
- Harinarayana, T., Abdul, K. K., Murthy, D. N., Veeraswamy, K., Eknath, S. P., Manoj, C., Naganjaneyulu, K. (2006). Exploration of geothermal structure in Puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric Studies. *Journal of Applied Geophysics*. 58, pp. 280-295.
- Helgeson, H. C. (1968). Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions - I. Thermodynamic relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 32, pp. 858-877.
- Helgeson, H. C., Brown, T. H., Leeper, R. H. (1969). Mineral equilibria II: chemical potential diagrams. En: Nordstrom, D. K., Muñoz, J. L. *Geochemical Thermodynamics*, Blackwell Scientific Publications, 2da. Edición, pp. 247-283.
- Helgeson, H. C., Brown, T. H., Nigrini, A., Jones, T. A. (1970). Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 34, pp. 569-592.
- Hemley, J. J., Jones, W. R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*. 64, pp. 538-569.
- Henley, R. W., Stewart, M. K. (1983). Chemical and isotopic changes in the hydrology of the Tauhara geothermal field due to exploitation at Wairakei. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 15, pp. 285-314.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton Jr. P. B., Whitney, J. A. (1984). Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Economic Geology Publishing Company*, El Paso, Texas, pp. 267.
- Herzig, C. T., Mehegan, J. M., Stelling, C. E. (1988). Lithostratigraphy of an active pull-apart basin. Salton Sea Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*. 93, B11, pp. 13069-13080.
- Hiriart, G., Gutiérrez, H. (1992). An update of Cerro Prieto geothermal field twenty years of commercial power. En: *Geothermal Resources Council Bulletin*, pp. 289-294.
- Hochstein, M. P., Sudarman, S. (2008). History of geothermal exploration in Indonesia from 1970 to 2000. *Geothermics*. 37, pp. 220-266.
- Hulen, J. B., Anderson, T. D. (1998). The Awibengkok, Indonesia, Geothermal research project. En: *Proceedings of Twenty-third Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford California.

Hulen, J. B., Stimac, J. A., Sugiaman, F. (2000). The Awibengkok core research program, pt. II - Stratigraphy, volcanic facies, and hydrothermal alteration. En: Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu - Tohoku, Japan, pp. 1271-1276.

Hunt, T. M. (1992). Gravity anomalies, caldera structure, and subsurface geology in the Rotorua area, New Zealand. *Geothermics*. 21, pp. 65-74.

Iglesias, E., Arellano, V., Torres, R. J. (2005). Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la geotermia en México. Informe, Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas.

Innocenti, F., Serri, G., Ferrara, G., Manetti, P., Tonarini, S. (1992). Genesis and classification of Rocks of the tuscan magmatic province: Thirty years after Marinelli's model. *Acta Vulcanologica*. 2, pp. 247-265.

Instituto de Investigaciones Eléctricas - Gerencia de Geotermia. Informe 1. En: www.iie.org.mx/geotermia/informe1.doc.

Iriondo, M. H. (2007). Introducción a la geología. 3ra Edición, Editorial Brujas.

Jarabo, F., Pérez, C., Sanz, M. (1987). Energías renovables. La Laguna: Centro de la Cultura Popular Canaria, 1ra. impresión.

Kacandes, G. H., Grandstaff, D. E. (1989). Differences between geothermal and experimentally derived fluids: How well do hydrothermal experiments model the composition of geothermal reservoir fluids?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53, pp. 343-358.

Karakus, K., Simsek, S. (2008). Hydrogeological and geochemical studies of the Efteni and Derdin geothermal areas, Turkey. *Geothermics*. 37, pp. 510-524.

Karpov, I. K., Kaz'min, L. A. (1972). Calculation of geochemical equilibria in heterogeneous multicomponent systems. *Geochemistry International*. 9, pp. 252-262.

Karpov, I. K., Kaz'min, L. A., Kahisk, S. A. (1973). Optimal programming for computer calculation of irreversible evolution in geochemical systems. *Geochemistry International*. 10, pp. 464-470.

Kavouridis, T., Dimitri, K., Leonis, C., Liberopoulou, V., Leontiadis, J., Panichi, C., La Rufa, G., Caprai, A. (1999). Isotope and chemical studies for a geothermal assessment of the Island of Nisyros (Greece). *Geothermics*. 28, pp. 219-239.

- Keetley, J. T., Knudrick, D., Pieters, P., Sugiaman, F. (2003). 3D Risk and prospect evaluation: Gunung Salak geothermal field. En: 3D-Geothermal Publications, www.3d-geo.com.
- Kharaka, Y. K., Barnes, I. (1973). SOLMNEQ: solution-mineral equilibrium computations. United States Geological Survey, Computer Contributions, NTIS No. PB-215 899.
- Kharaka, Y. K., Mariner, R. H. (1989). Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. En: Naeser, N. D., McCulloch, T. H. (Eds.) Thermal history of sedimentary basins, New York, Springer-Verlag, pp. 99-117.
- Kharaka, Y. K., Maest, A. S., Fries, T. A., Law, L. M., Carothers, W. W. (1986b). Geochemistry of Pb and Zn in oil field brines: central Mississippi Salt Dome Basins revisited. En: Turner, R. J. W. and Einaudi, M. T., (Eds.) Proceedings Conference on Genesis of Stratiform Sediment-Hosted Pb-Zn Deposits, Stanford University, pp. 181-187.
- Kharaka, Y. K., Maest, A. S., Carothers, W. W., Law, L. M., Lamothe, P. J., Fries, T. L. (1987). Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, U.S.A. Applied Geochemistry. 2, pp. 543-561.
- Kingston, T., Allardice (1979). Tongonan geothermal field Leyte, Philippines. En: Report on exploration and development. Auckland, New Zealand.
- Klein, C., Hurlbut, C. S. (1998). Manual de mineralogía. 4ta. Edición, Editorial Reverte.
- Kristmannsdóttir, H. (1989). Types of scaling occurring by geothermal utilization in Iceland. Geothermics. 18, pp. 183-190.
- Kühn, M. (2004). Reactive flow modelling of hydrothermal systems. En: Lecture Notes of Earth Sciences, 103. Springer Verlag, Heidelberg.
- Kühn, M., Günther, A. (2003). The failure of the geothermal exploration at Allermöhe (Germany) – Explications from reactive transport modelling –. Geophysical Research Abstracts. 5, 06832.
- Kühn, M., Günther, A. (2007). Stratabound Rayleigh convection observed in a 4D hydrothermal reactive transport model based on the regional geological evolution of Allermöhe (Germany). Geofluids. 7, pp. 301-312.
- Li, G., Peacor, D. R., Coombs, D. S., Kawachi, Y. (1997). Solid solution in the celadonite family: The new minerals ferroceldonite, $K_2Fe_2^{2+}Fe_2^{3+}Si_8O_{20}(OH)_4$,

and ferroaluminoceladonite, $K_2Fe_2^{2+}Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$. *American Mineralogist*, 82, pp. 503-511.

Lindal, B. (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. En: Armstead, H. C. H. (Editor) *Geothermal Energy*, UNESCO, Paris, pp. 135-148.

Lund, J. W., Freeston, D. H. (2000). World-wide direct uses of geothermal energy 2000. En: Iglesias, E., Blackwell, D., Hunt, T., Lund, J., Tamanyu, S., Kimbara, K. (Eds.) *Proceedings World Geothermal Congress 2000*, International Geothermal Association, New Zealand, pp. 1-21.

Lund, J. W., Freeston, D. H., Boyd, T. L. (2005). Direct application of geothermal energy: 2005 Worldwide review. *Geothermics*. 34, 691-727.

Mahon, W. A. J. (1966). Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand. *New Zealand Journal of Science*. 9, pp. 48-69.

Manalu, P. (1988). Geothermal development in Indonesia. *Geothermics*. 17, pp. 415-420.

Mazor, E., Thompson, J. M. (1982). Evolution of geothermal fluids deduced from chemistry plots: Yellowstone National Park (U. S. A.). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 12, pp. 351-360.

Melgarejo, J. C. (2003). Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Universidad de Barcelona, pp. 188-189.

Mena, M., González-Morán, T. (1978). Regional gravity of Los Humeros volcanic area. *Geofísica Internacional*. 17, pp. 429-443.

Michard, A. (1989). Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53, pp. 745-750.

Michard, G., Stettler, A., Ouzounian, G., Mandeville, D. (1976). Superficial changes in chemical composition of the thermomineral waters of Vichy Basin. Geothermal implications. *Geochemistry Journal*. 10, pp. 155-161.

Michard, G., Ouzounian, G., Fouillac, C., Sarazin, G. (1979). Contrôle des concentrations d'aluminium dissous Dans les eaux des sources thermales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 43, pp. 147-156.

Miller, J. N., Miller, J. C. (2000). *Statistics and chemometrics for analytical chemistry*. 4ta. Edición, Pearson Education Ltd., Prentice-Hall, England, 271 p.

- Möller, P., Dulski, P., Özgür, N. (2008). Partitioning of rare earths and some major elements in the Kizildere geothermal field, Turkey. *Geothermics*. 37, pp. 132-156.
- Moon, B. R., Dharam, P. (1988). Geothermal energy in India. Present status and future prospects. *Geothermics*. 17, pp. 439-449.
- Moore, J. N., Adams, M. C., Sperry, T. L., Bloomfield, K. K., Kunzman, R. (2000). Preliminary results of geochemical monitoring and tracer tests at the Cove Fort-Sulphurdale geothermal system, Utah. En: *Proceedings Twenty-fifth Workshop on Geochemical Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California.
- Mutlu, H. (1998). Chemical geothermometry and fluid-mineral equilibria for the Ömer-Gecek thermal waters, Afyon area, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 80, pp. 303-321.
- Mutlu, H., Gülec, N. (1998). Hydrogeochemical outline of thermal waters and geothermometry applications in Anatolia (Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 85, pp. 495-515.
- Nash, G. D., Moore, J. N., Sperry, T. (2003). Vegetal-spectral anomaly detection at the Cove Fort-Sulphurdale thermal anomaly, Utah, USA: implications for use in geothermal exploration. *Geothermics*. 32, pp. 109-130.
- Nehring, N. L., D'Amore, F. (1981). Gas chemistry and thermometry of the Cerro Prieto geothermal field. En: *Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field*, San Francisco, pp. 178-184.
- Nehring, N. L., D'Amore, F. (1984). Gas chemistry and thermometry of the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field. *Geothermics*. 13, pp. 75-89.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 255 pp.
- Nieva, D., Nieva, R. (1987). Developments in geothermal energy in Mexico - Part Twelve. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery Systems & CHP*. 7, pp. 243-258.
- Noguchi, T. (1966). Exploration of Otake steam field. *Bulletin of Volcanology*. Springer, Berlín, Heidelberg. 49, pp. 529-543.
- Nordstrom, D. K., Muñoz, J. L. (1994). *Geochemical Thermodynamics*. Blackwell Scientific Publications, Boston, 2da. Edición.

- Pandarínath, K (En prensa). Solute geothermometry of springs and wells of the Los Azufres and Las Tres Vírgenes geothermal fields, Mexico. *International Geology Review*.
- Pandarínath, K., Torres-Alvarado, I. S., Esther Pushparani, D., Verma, S. P. (2006). X-Ray diffracción análisis of hidrotermal minerals from the Los Azufres geothermal system, Mexico. *International Geology Review*. 48, pp. 174-190.
- Parry, W. T., Ballantyne, J. M., Bryant, N. L., Dedolph, R. E. (1980). Geochemistry of hydrothermal alteration at Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 44, pp. 95-102.
- Pérez-Reynoso, J. (1978). Geología y petrografía de Los Humeros. *Geomimet*. 91, pp. 97-106.
- Pérez Zárate, D. (2008). Diseño de experimentos de interacción fluido-roca bajo condiciones de un sistema geotérmico y la optimización de las variables de control en un reactor tipo Batch. Tesis de maestría. Centro de Investigación en Energía-UNAM.
- Philip, G. M., Skilbeck, C. G., Watson, D. F. (1987). Algebraic dispersion fields on ternary diagrams. *Mathematical Geology*. 19, pp. 171-181.
- Ping, Z., Ármannsson, H. (1996). Gas geothermometry in selected Icelandic geothermal fields with comparative examples from Kenya. *Geothermics*. 25, pp. 307-347.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union Transactions*. 25, pp. 914-923.
- Pope, L. A., Hajash, A., Popp, R. K. (1987). An experimental investigation of the quartz, Na-K, Na-K-Ca geothermometers and the effects of fluid composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 31, pp. 151-161.
- Prol-Ledesma, R. M. (1996). V - México y su riqueza geotérmica. En: *El calor de la Tierra. La Ciencia para todos*, <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx>.
- Quijano-León, J. L., Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2000). Geothermal production and development in México. En: Iglesias, E., Blackwell, D., Hunt, T., Lund, J., Tamanuy, S., Kimbara, K. (Eds.) *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. International Geothermal Association, New Zealand, pp. 355-361.
- Quinto Estrada, A. (2004). Desarrollo de nuevos geotermómetros químicos de Na/K mejorados para la determinación de temperaturas en sistemas geotérmicos. Tesis de Maestría - Centro de Investigación en Energía/UNAM.

- Ragnarsdóttir, K. V., Walther, J. (1983). Pressure sensitive "silica thermometer" determined from quartz solubility experiments at 250°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 47, pp. 941-946.
- Reed, M. H. (1977). Calculations of hydrothermal metasomatism and ore deposition in submarine volcanic rocks with special reference to the West Shasta district, California. Ph. D. dissertation, University of California, Berkeley.
- Reed, M. H. (1982). Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46, pp. 513-528.
- Reed, M., Spycher, N. (1984). Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 48, pp. 1479-1492.
- Robinson, P. T., Elders, W. A., Muffler, L. J. P. (1976). Quaternary volcanism in the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California. *Geological Society American Bulletin*. 87, pp. 347-360.
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific Technical, Essex.
- Rose, A. W., Burt, D. M. (1979). Hydrothermal alteration. En: Barnes, H. L. (Editor) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da. Edición, John Wiley and Son, N. Y., pp. 173-235.
- Rosenberg, M. D., Bignall, G., Rae, A. J. (2009). The geological framework of the Wairakei-Tauhara geothermal system, New Zealand. *Geothermics*. 38, pp. 82-34.
- Santoyo, E., Verma, S. P. (1993). Evaluación de errores en el uso de los geotermómetros de SiO₂ y Na/K para la determinación de temperaturas en sistemas geotérmicos. *Geofísica Internacional*. 32, pp. 287-298.
- Saxena, V. K., D'Amore, F. (1984). Aquifer chemistry of the Puga and Chumatang high temperature geothermal systems in India. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 21, pp. 333-346.
- Serpen, U. (2004). Hydrogeological investigations on Balçova geothermal system in Turkey. *Geothermics*. 33, pp. 309-335.
- Simpson, M. P., Mauk, J. L. (2007). The Favona epithermal gold-silver deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology*, 102, pp. 817-839.

- Simpson, M. P., Mauk, J. L., Simmons, S. F. (2001). Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit. *Economic Geology*, 96, pp. 773-796.
- Şimşek, Ş., Yildirim, N., Gülgör, A. (2005). Development and environmental effects on the Kizildere geothermal power project, Turkey. *Geothermics*. 34, pp. 239-256.
- Smith, W. R., Missen, R. W. (1982). *Chemical reaction equilibrium analysis: Theory and algorithms*. Wiley, New York.
- Statistical Review of World Energy (2009). [En línea] Renewables section 2009, British Petroleum. Consulta: Noviembre 2009.
<http://www.bp.com/statisticalreview>
- Stefánsson, V. (1981). The Krafla geothermal field. Northeast Iceland. *Geothermal systems*. Ryback, L., Muffler, L. J. P. (Eds.).
- Stefánsson, A., Arnórsson, S. (2000). Feldspar saturation state in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 64, pp. 2567-2584.
- Stewart, M. K., Lyon, G. L., Robinson, B. W., Glover, R. B. (1992). Fluid flow in the Rotorua geothermal field derived from isotopic and chemical data. *Geothermics*. 21, pp. 141-163.
- Stimac, J., Nordquist, G., Suminar, A., Sirad-Azwar, L. (2008). An overview of the Awibengkok geothermal system, Indonesia. *Geothermics*. 37, pp. 300-331.
- Stumm, W., Morgan, J. J. (1981). *Aquatic chemistry: An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. Wiley, J. and Sons, New York, 780 pp.
- Sturchio, N. C., Bohlke, J. K., Markun, F. J. (1986). Radium isotope geochemistry of thermal Waters, Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, pp. 1203-1214.
- Suárez Vidal, F., Quintanilla Montoya, A. L. (1996). Cerro Prieto y su correlación con los centros de dispersión del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, Universidad Autónoma de Baja California, 22, pp. 91-110.
- Takeno, N. (2000). Thermal and geochemical structure of the Uenotai geothermal system, Japan. *Geothermics*. 29, pp. 257-277.
- Tarcan, G. (2005). Mineral saturation and scaling tendencies of Waters discharged from wells (> 150°C) in geothermal areas of Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 142, pp. 263-283.

- Tarcan, G., Gemici, Ü. (2003). Water geochemistry of the Seferihisar geothermal area, İzmir, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 126, pp. 225-242.
- Teklemariam, M., Battaglia, S., Gianelli, G., Ruggieri, G. (1996). Hydrothermal alteration in the Aluto-Langano geothermal field, Ethiopia. *Geothermics*. 25, pp. 679-702.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F. A., Papanikolaou, D., Nomikou, P. (2008). Discovery of a huge sector collapse at the Nisyros volcano, Greece, by on-land and offshore geological-structural data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 177, pp. 485-499.
- Tole, M. P., Ármannsson, H., Zhong-He, P., Arnórsson, S. (1993). Fluid/mineral equilibrium calculations for geothermal fluids and chemical geothermometry. *Geothermics*. 22, pp. 17-37.
- Torres-Alvarado, I. S. (2000). Mineral chemistry of hydrothermal silicates in Los Azufres geothermal field, Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10*, 6 pp.
- Truesdell, A. H. (1975). Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. En: *Proceedings 2nd United States Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco*, 1, 1iii-1xxix.
- Truesdell, A. H., Jones, B. F. (1974). WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *United States Geological Survey Journal of Research*. 2, pp. 233-248.
- Truesdell, A. H., Singers, W. (1976). The calculation of aquifer chemistry in hot water geothermal systems. *U. S. Geological Survey, Journal Research*. 2, pp. 271-278.
- Verma, M. P. (2000a). Chemical thermodynamics of silica: a critique on its geothermometer. *Geothermics*. 29, 323-346.
- Verma, M. P. (2000b). Revised quartz solubility temperature dependence equation along the water-vapor saturation curve. En: *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu - Tohoku, Japan*, pp. 1927-1932.
- Verma, M. P. (2002a). Geochemical techniques in geothermal development. En: Chandrasekharam, D., Bundschuh, J. (Eds.) *Geothermal Energy Resources for Developing Countries*. Swets & Zeitlinger B. V., Rotterdam, The Netherlands, pp. 225-251.

Verma, S. P. (2002b). Optimisation of the exploration and evaluation of geothermal resources. En: Chandrasekharam, D., Bundschuh, J. (Eds.) Geothermal Energy Resources for Developing Countries. Swets & Zeitlinger B. V., Rotterdam, The Netherlands, pp. 195- 223.

Verma, S. P. and Santoyo, E., (1995). New improved equations for Na/K and SiO₂ geothermometers by error propagation. En: Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, pp. 963-968.

Verma, S. P. and Santoyo, E., (1997). New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outliers detection and rejection. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 79, 9-23.

Verma, S. P., Pandarinath, K., Santoyo, E. (2008). SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields. Geothermics. 37, pp. 597-621.

Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S., Satir, M., Dobson, P. (2005). Hydrothermal alteration effects in geochemistry and Sr, Nd, Pb, and O isotopes of magmas from the Los Azufres geothermal field (México): A statistical approach. Geochemical Journal. 39, pp. 141-163.

Weill, D. F., Bottinga, Y. (1970). Thermodynamic analysis of quartz and cristobalite solubilities in water at saturation vapour pressure. Contributions on Mineral Petrology. 25, pp. 125-132.

Weissberg, B. G., Wilson, P. T. (1977). Montmorillonite and the Na/K geothermometer. En: Geochemistry 77, New Zealand, Department of Scientific and Industrial Research Bulletin. 218. pp. 31-35.

White, D. E. (1957). Thermal waters of volcanic origin. Bulletin of the Geological Society of America. 68, pp. 1637- 1658.

White, D. E. (1965). Saline waters of sedimentary rocks in fluids in subsurfaces environment - a symposium. American Association of Petroleum Geologists Memories. 4, pp. 342-366.

White, D. E. (1968). Environments of generation of some base-metal ore deposits. Economic Geology. 63, pp. 301-335.

White, D. E. (1970). Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. En: United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, Italia. Geothermics Special Issue 2. 1, pp. 58-80.

White, D. E., (1975). Saline waters of sedimentary rocks. Fluids in subsurface environments - A symposium. American Association of Petroleum Geologists Memories. 4, pp. 342-366.

Wolery, T. J. (1979). Calculation of chemical equilibrium between aqueous solutions and minerals: the EQ3/6 software package. Lawrence Livermore Laboratory. Report UCRL-52658, pp. 1-41.

Wood, C.P. (1992). Geology of the Rotorua geothermal system. Geothermics. 21, pp. 25-41.

Yañez-García, C., García-Duran, S., Casique-Vázquez, J. (1979). Geothermic exploration in the Los Humeros-Derrumbadas area. Geothermal Research Council Transactions. 3, pp. 801-803.

Yock, A. (1998). Chemical and isotopic studies in the Miravalles geothermal field, Costa Rica. En: Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 1991-1996.

Zeggeren, V., Storey, S. H. (1970). The computation of chemical equilibria. Cambridge University Press, London.

ÍNDICE DE FIGURAS

| | Página |
|---|--------|
| Figura 1. Distribución de zonas volcánicas y su relación con la tectónica de placas global | 9 |
| Figura 2. Diagrama esquemático de los componentes de un sistema geotérmico | 10 |
| Figura 3. Temperatura aproximada de los fluidos geotérmicos para su utilización como usos directos | 15 |
| Figura 4. Mapa que muestra la localización de los principales campos geotérmicos del mundo. | 17 |
| Figura 5. Mapa de la República Mexicana mostrando los principales campos geotérmicos productores y manifestaciones termales. | 20 |
| Figura 6. Nomenclatura de la serie de los feldespatos plagioclasas y de los feldespatos alcalinos de alta temperatura. | 35 |
| Figura 7. Comportamiento gráfico de los valores de temperatura (t_m °C) contra la concentración de los fluidos geotérmicos ($\log Na/K$) de los datos de la NBDGM. | 40 |
| Figura 8. Clasificación de los campos geotérmicos de los datos <i>OUTLIERS</i> de acuerdo al sustrato geológico en el que se encuentran. | 42 |
| Figura 9. Histograma donde se desglosa el tipo de roca del sustrato geológico de los pozos referidos como <i>OUTLIERS</i> . | 43 |
| Figura 10. Clasificación de los campos geotérmicos de los pozos de la NBDGM (no <i>OUTLIERS</i>) de acuerdo al sustrato geológico sobre el que se encuentran | 44 |
| Figura 11. Histograma donde se desglosa el tipo de roca del sustrato geológico de NBDGM (no <i>OUTLIERS</i>). | 45 |
| Figura 12. Histograma de los datos <i>OUTLIERS</i> , agrupados de acuerdo a su Temperatura: pozos de alta (> 250 a más de 300 °C), mediana (entre 150 a 250 °C) o baja temperatura (< 150 °C). | 46 |
| Figura 13. Histograma del comportamiento térmico de los pozos geotérmicos que componen la NBDGM (Díaz González, 2008; Díaz-González et al., 2008) utilizada para el estudio. | 46 |
| Figura 14. Histograma de los minerales de alteración reportados para los pozos del grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 55 |
| Figura 15. Mineralogía de alteración reportada para algunos de los pozos del grupo de <i>OUTLIERS</i> , donde n es el número de datos de pozos donde están reportados dichos minerales. | 56 |
| Figura 16. Minerales de alteración reportados en los pozos geotérmicos del grupo de <i>OUTLIERS</i> donde n representa el número de datos de pozos en los que se observaron dichos minerales. | 58 |

| | |
|---|----|
| Figura 17. Minerales de alteración con composición carbonatada (A) y algunas otras variedades minerales no agrupadas (B), reportados para los sitios geotérmicos clasificados como <i>OUTLIERS</i> . | 59 |
| Figura 18. Ejemplo de resultados parciales del modelo geoquímico calculado con ayuda del programa React (GWB, Bethke, 2006) para el pozo GW-2 del campo geotérmico de Puga, India. | 75 |
| Figura 19. Diagrama de actividad iónica de las especies Na^+ y K^+ para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. | 77 |
| Figura 20. Diagrama de actividades iónicas para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a una temperatura de 100 °C mostrando los minerales más representativos del sistema y considerando la saturación de cuarzo. | 78 |
| Figura 21. Diagrama de actividades iónicas para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ mostrando las fases minerales estables a 200 °C considerando saturación de cuarzo. | 79 |
| Figura 22. Diagrama de actividad iónica para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ mostrando las fases minerales estables a 250 y 300 °C, suponiendo saturación de cuarzo. | 79 |
| Figura 23. Diagramas de actividades iónicas para el sistema $\text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ donde los componentes principales son el Ca^{++} y el K^+ . | 80 |
| Figura 24. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 100 °C. | 84 |
| Figura 25. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para temperaturas de 100, 200 y 250 °C. | 85 |
| Figura 26. Diagramas de actividades iónicas para los componentes $a\text{Ca}^{++}/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 100 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 86 |
| Figura 27. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Ca}^{++}/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 100, 200 y 250 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 86 |
| Figura 28. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 200 °C. Los datos graficados pertenecen al fluido del pozo geotérmico “La-4” (CON y SIN gas) del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). | 88 |
| Figura 29. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 200 y 300 °C. Los datos graficados pertenecen al fluido del pozo geotérmico “La-4” (CON y SIN gas) del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). | 88 |
| Figura 30. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Ca}^{++}/a\text{H}^+$ y $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ para 200 °C. Los datos graficados pertenecen al fluido del pozo geotérmico “La-4” (CON y SIN gas) del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). | 89 |
| Figura 31. Diagrama de actividades iónicas para los componentes $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ | ii |

| | |
|--|----|
| y aK^+/aH^+ para 250 y 300 °C. Los datos graficados pertenecen al fluido del pozo geotérmico “La-8” (CON y SIN gas) del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). | 90 |
| Figura 32. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aCa^{++}/aH^+ y aK^+/aH^+ para 250 y 300 °C. Los datos graficados pertenecen al fluido del pozo geotérmico “La-4” (CON y SIN gas) del campo geotérmico de Aluto-Langano (Etiopía). | 91 |
| Figura 33. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aNa^+/aH^+ y aK^+/aH^+ para 100 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 92 |
| Figura 34. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aNa^+/aH^+ y aK^+/aH^+ a 100, 200 y 250 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 92 |
| Figura 35. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aCa^{++}/aH^+ y aK^+/aH^+ para 100, 200 y 250 °C de temperatura. | 93 |
| Figura 36. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aNa^+/aH^+ y aK^+/aH^+ para 100 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de datos <i>NREP</i> . | 95 |
| Figura 37. Diagrama de actividades iónicas para los componentes aNa^+/aH^+ y aK^+/aH^+ para 100 y 150 °C. Los datos graficados son de fluidos de baja temperatura del grupo de datos <i>NREP</i> . | 96 |
| Figura 38. Diagrama de precipitación de minerales para los fluidos de pozos de baja temperatura del pertenecientes al grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 97 |
| Figura 39. Diagrama de precipitación de minerales para los fluidos de pozos “GW-5” y “GW-11” de baja temperatura del campo geotérmico de Puga, India | 98 |
| Figura 40. Diagrama de precipitación de minerales para los fluidos de mediana a alta temperatura de los pozos “La-4” y “La-8” del sistema geotérmico de Aluto-Langano, Etiopía. | 99 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | Página |
|--|--------|
| Tabla 1. Capacidad geotérmica instalada mundialmente | 14 |
| Tabla 2. Comportamiento preferencial de los elementos mayores contenidos en las rocas volcánicas durante el proceso de alteración hidrotermal. | 33 |
| Tabla 3. Denominaciones de los tipos de plagioclasas dependiendo del porcentaje del componente Albita (Na^+) o Anortita (Ca^{++}). | 35 |
| Tabla 4. Concentraciones químicas en mg/kg de los cationes principales de los fluidos <i>OUTLIERS</i> | 39 |
| Tabla 5. Ejemplo de los valores de los logaritmos de actividades iónicas modelados para algunos fluidos provenientes de pozos geotérmicos pertenecientes al grupo de <i>OUTLIERS</i> . | 76 |
| Tabla 6. Ejemplo de valores de relaciones iónicas. | 77 |
| Tabla 7. Simbología utilizada para representar los pozos geotérmicos del grupo de <i>OUTLIERS</i> y <i>NREP</i> en los diagramas de actividad iónica. | 83 |
| Tabla 8. Resultados del análisis estadístico a un nivel de confianza del 95% realizado para comparar los datos de la muestra de <i>OUTLIERS</i> y de la <i>NBDGM</i> . | 102 |
| Tabla A. Fórmulas químicas de minerales | v |

TABLA A

FÓRMULAS QUÍMICAS DE MINERALES

| Mineral | Fórmula química | Grupo |
|-----------------|---|----------------|
| Biotita | $K(Mg, Fe^{2+})_3[AlSi_3O_{10}(OH, F)_2]$ | Micas |
| Sericita | $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$ | Micas |
| Celadonita | $K(Mg, Fe^{2+})(Fe^{3+}, Al)[Si_4O_{10}](OH)_2$ | Micas |
| Muscovita | $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ | Micas |
| Caolinita | $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ | Arcillosos |
| Montmorillonita | $(Na, Ca)_{0.33}(Al, Mg)_2Si_4O_{10} \cdot nH_2O$ | Arcillosos |
| Esmectita | $A_{0.3}D_{2-3}[T_4O_{10}]Z_2 \cdot nH_2O$ | Arcillosos |
| Illita | $K_{0.65}A_{2.0}[A_{10.65}Si_{3.35}O_{10}](OH)_2$ | Arcillosos |
| Ortoclasa | $K[AlSi_3O_8]$ | Feldespatos |
| Microclina | $K[AlSi_3O_8]$ | Feldespatos |
| Adularia | $K[AlSi_3O_8]$ | Feldespatos |
| Albita | $Na[AlSi_3O_8]$ | Feldespatos |
| Clorita | $(Mg, Fe)_5(Al, Fe)_2Si_3O_{10}(OH)_8$ | Cloritas |
| Prehnita | $Ca_2Al_2Si_3O_{12}(OH)$ | Cloritas |
| Corrensita | $(Mg, Fe)_9(Si, Al)_8O_{20}(OH)_{10} \cdot nH_2O$ | Cloritas |
| Cuarzo | SiO_2 | Silicatos |
| Ópalo | SiO_2 | Silicatos |
| Calcedonia | SiO_2 | Silicatos |
| Sílice amorfa | SiO_2 | Silicatos |
| Cristobalita | SiO_2 | Silicatos |
| Zeolita | $X[Al_{12}Si_4O_{12}]$ | Zeolitas |
| Heulandita | $Ca(Al_2Si_7O_{18}) \cdot 6H_2O$ | Zeolitas |
| Wairakita | $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 2H_2O$ | Zeolitas |
| Mordenita | $(Na_2, Ca, K_2)Al_2Si_{10}O_{24} \cdot 7H_2O$ | Zeolitas |
| Laumontita | $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ | Zeolitas |
| Analcima | $Na_2[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 2H_2O$ | Zeolitas |
| Clinoptilolita | $(Na, K, Ca)_{2-3}Al_3(Al, Si)_2Si_{13}O_{36} \cdot 12H_2O$ | Zeolitas |
| Calcopirita | $CuFeS_2$ | Sulfuros |
| Pirita | FeS_2 | Sulfuros |
| Azufre nativo | S_8 | Sulfuros |
| Epidota | $\{Ca_2\}\{Al_2Fe^{3+}\}[O OH SiO_4 Si_2O_7]$ | Calcosilicatos |
| Granate | $A_3B_2(SiO_4)_3$ | Ortosilicatos |
| Anfíbol | RSi_4O_{11} | Calcosilicatos |
| Calcita | $CaCO_3$ | Carbonatos |
| Magnesita | $MgCO_3$ | Carbonatos |
| Dolomita | $CaMg(CO_3)_2$ | Carbonatos |
| Limonita | $FeO(OH) \cdot nH_2O$ | Hidróxidos |
| Hematita | Fe_2O_3 | Óxidos |
| Magnetita | $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ | Óxidos |

| | | |
|---------------------|--|------------------|
| Anhidrita | CaSO₄ | Sulfatos |
| Alunita | KAl₃(SO₄)₂(OH)₆ | Sulfatos |
| Cumingtonita | Mg₇Si₈O₂₂(OH)₂ | Anfíboles |
| Talco | Mg₃Si₄O₁₀(OH)₂ | Silicatos |