

1  
2ej.



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE UNA  
BARRERA GEOHIDROLOGICA EN EL  
VALLE DE CUERNAVACA MORELOS.  
MEXICO.

TESIS PROFESIONAL  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:  
INGENIERO GEOLOGO  
P R E S E N T A:

Guillermo Leonardo Almaguer García



CIUDAD UNIVERSITARIA

1997

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-1-048

SR. GUILLERMO LEONARDO ALMAGUER GARCIA  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Rosa María Proí Ledesma y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE UNA BARRERA GEOHIDROLOGICA EN EL VALLE DE CUERNAVACA MORELOS, MEXICO**

- I INTRODUCCION
- II GEOQUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS
- III ISOTOPOS ESTABLES
- IV GEOTERMOMETROS QUIMICOS E ISOTOPICOS
- V GEOLOGIA Y GEOHIDROLOGIA DEL VALLE DE CUERNAVACA
- VI CARACTERIZACION GEOQUIMICA DEL VALLE DE CUERNAVACA
- VII DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA
- TABLAS Y FIGURAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 28 de agosto de 1997  
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

**Dedicatoria.**

**Dedico esta tesis a mis padres: Guillermo Almaguer Salcedo y Luz María García Barbosa, por su incondicional apoyo. Gracias a ustedes por haber sido el principal motor que me llevó a la culminación de uno de mis grandes sueños.**

*Gracias por su amor*

## **Agradecimientos.**

En esta tesis quiero darle las gracias Doctora Rosa Maria Prol Ledesma, por todo el apoyo brindado durante el transcurso de mi carrera. *Gracias, Doc.*

**Gracias, Alejandra Cortes** por todo el apoyo y la comprensión que me has brindado.

**Gracias a todos mis profesores en la Facultad de Ingeniería por sus enseñanzas y consejos, en especial a:**

Ing. Germán Arriaga García.  
Ing. Emiliano Campos Madrigal.  
Ing. Benjamin Marquez Castañeda.  
Ing. Jorge Nieto Obregon.  
Ing. Nina Cristina Ortiz Zamora †  
Ing. Gilberto Silva Romo.  
Ing. Alfredo Victoria Morales.  
Ing. Juan Aguilar Pascual

Quiero agradecer a la bola de geólogos de la Facultad, en especial a:

Edgar Alcalá Montiel.  
Miguel Angel Orozco Diaz.  
Marco Antonio Sandoval Miranda.  
Marco Antonio Cabrera Martínez.  
Sergio Hernandez Lombardin.  
Lilia Arana Salinas.  
Cereza Berenice Dominguez Rodriguez.  
Alejandra Cruz Casas.  
Rufino Rubén (El Machin).  
Pilar Magaña García.  
Pilar Guerrero.  
Angelica Salas Martin.  
Angelica Aguilar Hernandez.  
Juan Carlos Cruz Ocampo.  
José Juan.  
Miguel Angel Salazar Orozco  
Raúl Muñoz del Angel.  
Jorge Ribera Lazcano.  
Martin Trápala Vazquez.  
Claudia Mireles.  
Raúl Loyo.  
Victor O. Mayorga.  
Aline Concha Dimas.

**Gracias a mis compañeros del Instituto de Geofísica:**

**Ing. Mercedes Morales Alvarado.**

**Ing. Lourdes García Cotero.**

**Ing. Lissette López Iglesias.**

**A mis familia, en especial a:**

**Mis Abuelos, Raúl, Manuel, Claudia, Adrián, Irene y Maritza.**

**A mis amigos de la Vida:**

**Daniel Copetes, Daniel pelos, Dulce, Rosio, Laura, Pancho, Jorge, Andrea, Miriam la flaca, Rubí, Tere, Manolo el Güero, los Chavos, las Chelis, Poul, el Pato y al Peter.**

**Al grupo Amigos Con Cristo.**

**Por su amistad y apoyo en los momentos difíciles.**

**Gracias a Dios por sus consejos y por darme la oportunidad de seguir viviendo.**

**Donde hay una voluntad, hay un camino.**

## **ÍNDICE**

<b>TEMA</b>	<b>Página</b>
<b>I INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>II LA GEOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA</b>	<b>4</b>
Origen de los componentes disueltos	4
Caracterización de las aguas subterráneas	4
Evolución geoquímica del agua subterránea	5
Interpretación de la química de las aguas termales	9
<b>III ISÓTOPOS ESTABLES</b>	<b>10</b>
Isótopos ambientales	11
Fraccionamiento isotópico	12
Isótopos de hidrógeno y oxígeno	13
Factores que controlan el contenido isotópico de la precipitación	14
Isótopos de azufre	19
Isótopos de carbono	20
Standards	20
<b>IV GEOTERMÓMETROS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS</b>	<b>22</b>
Fluidos geotérmicos	22
Geotermómetros de cationes	25
Geotermometría isotópica	27
<b>V GEOLOGÍA Y GEOHIDROLOGÍA DEL VALLE DE CUERNAVACA</b>	<b>29</b>
Geología estructural	38
Geohidrología del Valle de Cuernavaca	41
Unidades hidrogeológicas	42
<b>VI CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL VALLE DE CUERNAVACA</b>	<b>45</b>
<b>VI CONCLUSIONES</b>	<b>63</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>66</b>

## INTRODUCCIÓN (I)

Desde que el hombre apareció en la Tierra, ha tenido a su alcance muchos de los recursos naturales que necesita para su supervivencia, uno de estos, sin duda el más importante es el agua.

Con el paso del tiempo la obtención de este recurso ha sido más difícil ya que con la evolución humana, el hombre ha necesitado de él en cantidades mayores. En el caso del agua, en el principio podía obtenerse de él en ríos, lagos, lagunas, manantiales, y ser consumida sin ningún problema, pero, en la actualidad el problema de la contaminación ha hecho que la obtención de este recurso sea cada vez más difícil y costoso, ya que al escasear el agua superficial con calidad para el consumo humano el hombre ha tenido que buscarla en el subsuelo lo que incrementa fuertemente su costo, además de que no en cualquier parte del subsuelo se pueden encontrar rocas almacenadoras de agua (acuíferos); otro problema para la obtención del agua es que no toda la que se encuentra en el subsuelo sirve para el consumo humano, ya que algunas llevan tanto tiempo ahí almacenadas, que son aguas salobres, es decir con muchas sales disueltas y otras se encuentran contaminadas por el hombre, debido a que se colocan basureros en zonas permeables y al llover, el agua arrastra a los contaminantes hacia los acuíferos, provocando la contaminación de estos.

Existen diferentes maneras de contaminar a las aguas subterráneas y los contaminantes pueden entrar a éstas de diferentes maneras, tales como:

1. Percolación de aguas contaminadas provenientes de la superficie.
2. Percolación de aguas contaminadas provenientes de acuíferos someros hacia acuíferos de mayor profundidad.
3. Entrada directa de los contaminantes provenientes directamente de la superficie.
4. Flujo de contaminantes o aguas saladas, hacia acuíferos de agua fresca como resultado del bombeo.
5. Interacción de aguas subterráneas con cuerpos superficiales.
6. Percolación de ácidos o contaminantes por medio de la lluvia.
7. Interacción con formaciones geológicas que contienen contaminantes naturales como el Radón.

Debido a esto el hombre se ha visto en la necesidad de desarrollar nuevas técnicas que le ayuden a determinar la calidad del agua y a tratar de detener la contaminación del agua subterránea. Además de conocer las propiedades que estas pueden tener, no sólo para el consumo humano, sino también para utilizarla en la generación de energía eléctrica, ya sea en hidroeléctricas ó por medio de la geotermia. Entre estas técnicas se encuentran los isótopos ambientales y los geotermómetros.

En este trabajo se emplearon ambas técnicas, además de facies hidrogeoquímicas para caracterizar una barrera hidrológica que divide a los acuíferos del Valle de Cuernavaca, así como determinar cuales son las rocas acuífero, determinar las zonas de recarga y si es que los manantiales termales del valle tienen alguna componente de azufre volcánico ó es de origen sedimentario.



El Valle de Cuernavaca es una cuenca exógena, la cual tiene salida en su parte sur, la recarga de ésta cuenca ocurre en las serranías que se encuentran en el norte del valle, constituidas principalmente por la Sierra de Chichinautzin, la Sierra de Zempoala y la Sierra Nevada (Vázquez, S. et al., 1989).

La mayor parte del agua de lluvia que cae sobre la Sierra de Chichinautzin se infiltra de las fracturas originadas durante el enfriamiento de las lavas de los volcanes de esta sierra. De esta manera las aguas llegan al valle en forma de corrientes subterráneas para convertirse en acuíferos que posteriormente se manifiestan en el valle en forma de manantiales. Por otro lado el agua de lluvia que cae sobre la Sierra de Zempoala fluye superficialmente por los depósitos aluviales que se encuentran en la región noroeste y entran en contacto con las rocas cretácicas en una parte más central del valle. Las que caen sobre la Sierra de Chichinautzin, entran en contacto con las rocas carbonatadas con mayor rapidez, debido a su infiltración por medio de las fracturas. Las aguas de lluvia que caen sobre la Sierra Nevada, una parte sirve para alimentar a los glaciares que se encuentran coronando a los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl, mientras que otra se infiltra y alimenta a los acuíferos del Valle de Cuernavaca, México y Puebla. Y las aguas de lluvia que son captadas por la Sierra de Zempoala alimentan a los Valles de México, Cuernavaca y Toluca.

Con base en estos estudios se comprobó la existencia de una barrera hidrológica, conformada por las estructuras presentes en el llamado Cañón de Lobos, lo que divide al Valle en dos regiones hidrológicamente diferentes. Una región se encuentra en la parte este del valle, mientras que la otra se encuentra en la parte oeste. Estas dos regiones se determinaron con estudios realizados en los distintos manantiales muestreados, se colectaron datos de sus concentraciones iónicas, las que se graficaron en diagramas de Stiff y Piper.

La división de estas dos regiones es causada por las estructuras geológicas presentes en la parte central del valle. Estas estructuras son principalmente fallas y pliegues, las cuales se originaron durante la orogenia Laramide. Estas fallas son principalmente La Falla de Cañón de Lobos y la Falla de Jojutla, mientras que la estructura plegada principal es un anticlinal, el cual se conoce como Anticlinal de Ticmán (Fries, 1960).

De norte a sur en la parte oeste del valle, el contenido iónico de las aguas va en aumento conforme van avanzando hacia la parte Sur del valle, mientras que del lado Este disminuye conforme avanzan hacia el sur.

Por otra parte, se ha determinado con los estudios de isótopos de  $^{34}\text{S}$  que el azufre que se encuentra en solución es de origen sedimentario producto de la interacción del agua con las anhidritas de la Formación Morelos y no se aprecia ninguna componente de origen volcánico, además de que los valores isotópicos de  $^{34}\text{S}$  de las evaporitas del Cretácico concuerda con los de algunos de los manantiales que presentan altas concentraciones de  $\text{SO}_4$ . Los resultados obtenidos con los geotermómetros de anhidrita, calcedonia y cristobalita indican que las temperaturas que presentan los acuíferos a profundidad son bajas (menores a los  $100^\circ\text{C}$ ). Únicamente se ha observado una componente de azufre

**volcánico en el manantial de Amecameca, el cual se encuentra en las faldas de los volcanes Popocatepetl e Iztacihuatl, en donde el primero es un volcán activo.**

## LA GEOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA ( II )

### **ORIGEN DE LOS COMPONENTES DISUELTOS**

La salinización del agua subterránea puede deberse a una fuente o combinación de ellas. Estas fuentes pueden agruparse en dos categorías: la primera consiste de sales disueltas por percolación de agua, estas sales pueden ser depósitos evaporíticos, sales transportadas por el viento (generalmente de origen marino) o productos del intemperismo del suelo o rocas; la segunda categoría comprende agua superficial salina, agua de mar, salmueras y aguas carbonatadas.

### **CARACTERIZACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS**

#### *Facies hidrogeoquímicas*

El concepto de facies hidrogeoquímicas fue desarrollado por Back, et al. entre 1961 y 1962 (Freeze y Cherry, 1979) y es en esencia, una parafrasis de la definición de facies empleada en las rocas, "facies, es el conjunto de partes identificables de distinta naturaleza pertenecientes a un cuerpo o sistema genéticamente relacionado". La facies hidrogeoquímica, es una zona que tiene concentraciones de aniones y cationes a las cuales es posible describir como pertenecientes a categorías composicionales definidas. Por lo común estas categorías se basan en las subdivisiones propuestas por Back (1961) cuyos límites se colocan en un diagrama de Piper. También se pueden utilizar los diagramas de Stiff para ver claramente la distribución horizontal de las facies hidrogeoquímicas así como el contenido de sólidos totales disueltos de los manantiales que son muestreados.

Existen diferentes métodos para clasificar a las aguas subterráneas, los cuales están basados en la cantidad de iones presentes en el agua, uno de éstos son los diagramas de Stiff, que es un método comúnmente utilizado para la caracterización de aguas subterráneas y superficiales, mediante la medición de las concentraciones iónicas en estas.

Los diagramas de Stiff consisten de un polígono creado a partir de la colocación puntual de las concentraciones de Na, K, Ca, Mg, Fe, Cl, HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> y CO<sub>3</sub> a lo largo de ejes horizontales divididos en segmentos iguales y que están separados uno del otro de manera equidistante, y divididas por un eje vertical como se observa en la (Fig. 2.1). Los cationes se grafican en miliequivalentes por litro del lado izquierdo del eje vertical, mientras que del lado derecho se colocan los aniones, también en miliequivalentes por litro. Algunas veces otros constituyentes, como los nitratos, se muestran en una cuarta barra horizontal inferior.

Una vez que mediante los diagramas de Stiff se han caracterizado las aguas de varios manantiales o de pozos se puede interpretar la relación existente entre los diferentes puntos muestreados, así como determinar la relación que existe entre la química del agua y su interacción con la roca.

Existen otras formas de caracterizar a las aguas subterráneas como lo son los diagramas de Piper.

Los diagramas trilineales o también conocidos como diagramas de Piper (Hill 1940; Piper, 1944). Este es un método de presentación gráfica comúnmente usado (Fig. 2.2) Constan de dos triángulos; en uno de ellos se ubican los cationes mayores y en el otro los aniones mayores. La composición del agua con respecto a los cationes se indica mediante la colocación puntual en el triángulo destinado para ello y la composición con respecto a los aniones de la misma forma que los cationes, sólo que ésta se realiza en el triángulo de aniones. Las concentraciones de los iones está dada en miliequivalentes por litro y se colocan en los triángulos con valores porcentuales normalizadas. Los puntos en los dos triángulos corresponden a una sola muestra proyectada al campo con forma de diamante, en algunas ocasiones solamente se muestra ese rombo excluyendo a los triángulos y se refiere como un diagrama cuadrilineal. Una vez que se han graficado las concentraciones de iones presentes en el agua, los diagramas de Piper permiten caracterizar y ver si existe alguna variación importante en la concentración de iones en el agua muestreada.

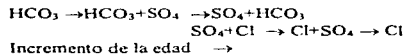
### ***Evolución Química del Agua Subterránea***

Según Domenico (1972), la evolución química del agua subterránea por lo general obedece a dos premisas fundamentales:

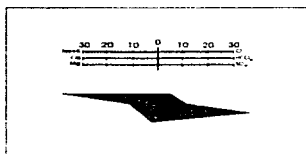
- 1) La concentración de materia mineral disuelta es directamente proporcional a la longitud del patrón de flujo y al tiempo de residencia del agua en el acuífero.
- 2) El tipo químico del agua subterránea en cualquier punto del sistema está en función de la composición química de las rocas en ese punto y a la calidad anterior del agua.

Anteriormente Chebotarev 1955, (en Freeze y Cherry, 1979) concluyó que el agua subterránea tiende a evolucionar químicamente hacia la composición química del agua de mar. Al observar que la evolución normalmente está acompañada por cambios regionales en los aniones como se muestra a continuación.

*Viaje a lo largo del patrón de flujo.*

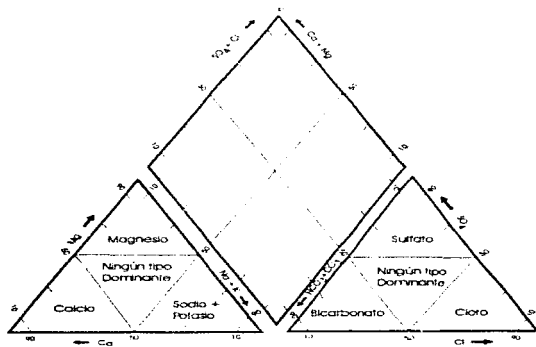


Estos cambios ocurren conforme el agua se mueve de zonas someras de flujo muy activo a zonas donde el flujo es muy lento y el agua muy antigua. Esta secuencia como otras en las ciencias geológicas, debe de considerarse en términos de la escala y de la geología por lo que atraviesa el agua, dejando abierta la posibilidad de que sea interrumpida o que se encuentre incompleta.



Unidades en miliequivalentes por litro.

Fig. 2.1 Diagramas de Stiff.



porcentajes en miliequivalentes por litro

Fig. 2.2 Diagramas de Piper.

Para grandes cuencas sedimentarias se puede describir el sistema de Chebotarev en tres zonas principales, las cuales se correlacionan de manera general con la profundidad (Domenico *op. cit.*):

1. La zona superior. Está caracterizada por un flujo de agua subterránea activa que pasa a través de rocas muy lixiviadas con  $\text{HCO}_3$  como anión dominante y baja cantidad de sólidos totales disueltos.
2. La zona intermedia. Con agua subterránea de circulación menos activa y contenido de sólidos totales disueltos más alto, en donde el sulfato es por lo general el anión dominante.
3. La zona inferior. Con agua subterránea de flujo muy lento. Con minerales altamente solubles, muy comunes en esta zona debido a que hay muy poca circulación del agua subterránea. Son característicos de estas zonas la alta concentración de Cl y elevado contenido de sólidos totales disueltos.

Estas zonas no se pueden correlacionar específicamente con la distancia recorrida por el agua, o el tiempo de residencia, aunque es posible decir que la distancia y el tiempo, tienden a incrementarse de la zona superior a la zona inferior, como sucede con algunas cuencas sedimentarias, donde el agua subterránea de la parte superior puede tener decenas de años mientras que en otras son comunes cientos o miles de años de antigüedad en la misma zona.

Desde el punto de vista geoquímico, la secuencia de aniones descrita anteriormente, está en función de la disponibilidad y solución de minerales.

La secuencia de evolución de los aniones y la tendencia de los sólidos totales a incrementarse a lo largo de los patrones de flujo del agua subterránea, son generalizaciones que cuando se emplean en el contexto de un razonamiento geoquímico más riguroso, pueden proporcionar información considerable sobre la historia del flujo del agua subterránea.

Por lo general ocurren importantes variaciones en los cationes principales dentro del flujo de agua subterránea, debido a que el intercambio iónico que ocurre al pasar el agua por las rocas, causa por lo general alteraciones e inversiones en las secuencias de cationes a través del patrón de flujo, entonces, una generalización de la manera explicada antes para los aniones, sería de poca utilidad por que existirían muchas excepciones a la regla. Para que los aniones y cationes principales tengan mayor significado dentro de la naturaleza del flujo subterráneo del agua, las interpretaciones deben incluir consideraciones sobre procesos hidrogeoquímicos específicos que puedan afectar las condiciones observadas.

Los solutos en aguas naturales son de dos categorías generales:

- a) Los constituyentes comunes formadores de roca.- Sus solubilidades están limitadas por equilibrios específicos de mineral-agua, que favorecen en algunos ó en la mayoría de los casos la retención de los elementos en la fase mineral.

b) **Elementos Solubles** ( e.g. Cl, B, Br, As, Cs).- Que favorecen la fase líquida, y una vez en solución no fácilmente participan en las reacciones, ya sea con otros constituyentes disueltos o con minerales en las rocas, la presencia de estos solutos depende de la temperatura y del pH del fluido.

A las aguas subterráneas podemos clasificarlas de 4 maneras de acuerdo con su origen: **Meteóricas**, **Magmáticas**, **Marinas** y **Conatas**.

Las aguas meteóricas, tienen bajas concentraciones iónicas y un pH ligeramente ácido; las aguas marinas son ricas en contenido de Cl, SO<sub>4</sub>, Mg, Ca, Na, las aguas magmáticas son ricas en HF, HCl, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y tienen un pH muy ácido, mientras que las aguas conatas tienen un alto contenido de sales disueltas principalmente Cl y un pH básico.

Con base en esto al realizar un análisis químico de las aguas podemos determinar su origen, o si es que están mezcladas unas con otras, a partir de las características químicas de los miembros finales y la mezcla.

Por su composición química las podemos clasificar de la siguiente manera: **Alcalino-Cloruradas**, **Sulfatadas** y **Bicarbonatadas**.

**Alcalino-Cloruradas**. Sus iones principales son Na, Cl, K. Se presentan en todos los sistemas geotérmicos de alta temperatura, pueden presentarse a grandes profundidades o en descargas superficiales, su salinidad es variable.

Éstas tienden a tener constituyentes disueltos similares, aunque las concentraciones varían enormemente. Las diferencias en las concentraciones se deben principalmente a cambios en la temperatura, al contenido de gas, origen de la fuente de calor, edad del sistema, al tipo de roca, permeabilidad y algunas veces al mezclado con otras aguas a profundidad (como con agua de mar).

La alcalinidad puede cambiar en cualquier dirección, dependiendo de las condiciones del suelo, si se trata de un suelo calcáreo, la alcalinidad puede incrementarse por la disolución de la calcita, mientras que puede disminuir en suelos con carbonato libre cuando los cationes base almacenados en el suelo se han agotado como fuente para la neutralización.

Los constituyentes principales disueltos que generalmente se presentan son:  
Aniones - Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>, As<sup>3-</sup>  
Cationes - Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Li<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Rb<sup>+</sup>, Cs<sup>+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup>.

**Aguas Bicarbonatadas**. En este caso el ión que predomina es el HCO<sub>3</sub>. El ión bicarbonato tiene un origen similar al calcio con unas pocas modificaciones. Por ejemplo, el bicarbonato se produce en las zonas de los suelos por la introducción de CO<sub>2</sub> atmosférico y por generación biológica de bióxido de carbono proveniente de las plantas que se encuentran en el suelo o por CO<sub>2</sub> magmático. Los diferentes valores isotópicos que se presentan para el <sup>13</sup>C, indican diferentes orígenes del carbono. Por ejemplo un valor de -22 ‰ en una zona húmeda del suelo, indica un decaimiento de materia orgánica, mientras

que valores de 0.0 ‰ indican disolución de calcita de origen marino sin presencia de CO<sub>2</sub> atmosférico. El bicarbonato es removido del acuífero principalmente por la disolución de la calcita y por la descarga del agua subterránea, ya sea directamente al mar, ríos ó lagos.

*Aguas Sulfatadas.* Al clasificar a las aguas como sulfatadas, quiere decir que el ion que se encuentra en mayor cantidad en el agua es el SO<sub>4</sub>. El origen primario del sulfato en las planicies costeras, es por la oxidación de la pirita, disolución del yeso y/o anhidrita, disolución a partir de material de grano fino ó por mezcla de agua dulce con agua de mar en el acuífero. La pérdida de sulfato en el agua subterránea está dada principalmente por la reducción del ion sulfato en ácido sulfhídrico por actividad bacteriana de gas ó mediante la precipitación de sulfatos.

### **INTERPRETACIÓN DE LA QUÍMICA DE LAS AGUAS TERMALES**

Como la concentración de constituyentes particulares en aguas termales esta controlada por ciertos factores, las consideraciones acerca de estos pueden ser utilizadas para la interpretación de análisis químicos. Estas interpretaciones pueden proporcionar la siguiente información

- a) Homogeneidad de los fluidos
- b) Temperatura existente a profundidad
- c) Tipo de sistema
- d) Tipo de roca encajonante.\*
- e) Composición del agua.
- f) Potencial de depositación mineral.
- g) Naturaleza de la fuente (mediante el empleo de isótopos).
- h) Zonas de alta permeabilidad.

\*No siempre se puede conocer el tipo de roca ya que los iones disueltos pueden tener orígenes diferentes tanto de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, pero en el caso de los acuíferos y manantiales de baja temperatura que se encuentran en ambientes kársticos en los que se presenta SO<sub>4</sub>, Ca, Mg, CO<sub>3</sub> en grandes cantidades, podemos interpretar que provienen de rocas compuestas de anhidritas, yeso, dolomías y calizas. Esto sólo lo podemos inferir cuando el agua es de baja temperatura, ya que a altas temperaturas los iones SO<sub>4</sub>, Ca, Mg, CO<sub>3</sub> precipitan y a bajas temperaturas se encuentran como iones disueltos.

En el caso de los manantiales de la parte central del Valle de Cuernavaca cuyo contenido de Ca, Mg, SO<sub>4</sub>, CO<sub>3</sub> es alto debido a que la temperatura de los manantiales no alcanzan los 100°C podemos interpretar que las rocas que se encuentran interactuando como acuífero son las rocas carbonatadas.

Cuando las manifestaciones termales se han muestreado, es también importante muestrear las no termales tales como arroyos, lagos y aguas subterráneas someras, para tener una mejor idea de las condiciones del sistema. Estas aplicaciones se realizan para estudios de isótopos estables como también para la química del agua. Tal información ayuda a la interpretación, e incluso pueden indicar flujos subterráneos que no son obvios.



## ISÓTOPOS ESTABLES ( III )

La evaluación de los recursos de agua subterránea requieren de información en su distribución, recarga y origen, casi toda el agua que consume el hombre, se ha derivado originalmente de la precipitación.

La precipitación puede recargar a los sistemas de agua subterránea directamente por infiltración local, o indirectamente por infiltración de sistemas de agua superficial tales como: ríos, lagos, lagunas, etc. El tiempo de recarga varía dependiendo de la permeabilidad de la roca.

Cuando no existan sistemas de agua superficial, como fuentes potenciales de recarga, ésta se origina generalmente a grandes altitudes, donde la precipitación puede ser mayor. La recarga por otra parte, va a depender de la geología de la zona. En el caso de rocas fracturadas, los límites de las zonas de recarga pueden no estar restringidos a los parteaguas definidos geológicamente y deberá considerarse también la recarga a través de flujos regionales.

La composición geológica de las estructuras permeables por las cuales circula el agua subterránea, propicia la incorporación de algunos elementos que alteran la calidad natural del agua.

Debido a la importancia del agua para el desarrollo económico, se han implementado muchas técnicas enfocadas al conocimiento del comportamiento y emplazamiento de este vital líquido para una explotación racional debido a su contrastante distribución, ya que en algunas partes de la Tierra existe una gran abundancia de agua superficial, pero en otras partes ésta escasea fuertemente. En el caso de México, en las partes del norte del país la escasez de agua es grande por lo que es necesario extraerla del subsuelo, pero debe realizarse una explotación adecuada, ya que si se sobreexplotan los acuíferos causan problemas como hundimientos y lo más grave que es su agotamiento. Por otro lado, las partes centro y sur del país tienen gran abundancia de agua por lo que el problema no radica en su escasez por falta de lluvias, si no que, es ahí donde se encuentra la mayor parte de la población y la demanda de agua es muy grande por lo que las reservas en los acuíferos no alcanzan para abastecer a la población, además de que la contaminación de ríos y lagos va cada día en aumento. Debido a esto, es necesario traerla de otros lugares, lo cual eleva altamente el costo del líquido, además de que se priva a otras regiones de éste.

Una de las técnicas que se han desarrollado en estudios geohidrológicos para determinar la calidad del agua, son los isótopos estables ( $D$ ,  $^{18}O$ ) y radiactivos ( $^{14}C$ ,  $T$ ), los cuales pueden ser usados para determinar intrusiones salinas, evaporación, tiempo de residencia, zonas de recarga, mezcla entre aguas, contaminación, familias y edad del agua. a este tipo de isótopos también se les conoce como isótopos ambientales (Fig. 3.1).

Esto hace que los isótopos sean de gran importancia, a pesar de que son una técnica prácticamente nueva, cuyo uso ha ido en aumento considerable y de que cada vez son más las personas que los manejan para el estudio y control de la calidad del agua.

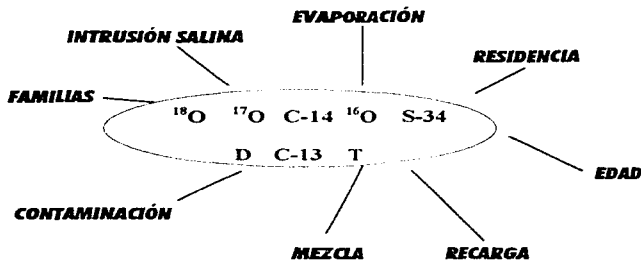


Fig. 3.1 Isótopos ambientales.

### ISÓTOPOS

Los isótopos son átomos de un mismo elemento que difieren en el número de neutrones en el núcleo, de tal manera que tienen el mismo número atómico pero diferente masa. Existen dos tipos de isótopos, los estables y los radiactivos. Los isótopos estables son aquellos que no sufren un cambio en sus propiedades en función del tiempo, el término isótopo radiactivo se emplea para aquellos isótopos de un elemento en el cual su núcleo es inestable y se desintegra en función al tiempo, perdiendo masa hasta convertirse en un isótopo de otro elemento.

La mayor parte de los isótopos se presentan en la naturaleza en cantidades de trazas, pero existen algunos lo suficientemente abundantes como para ser medidos en un espectrómetro de masas. Existen isótopos producidos por actividad humana tales como los generados por las explosiones atómicas en la Tierra. En la tabla 2.1 se muestran los principales isótopos que son empleados en estudios ambientales, así como su abundancia en la naturaleza.

### ISÓTOPOS AMBIENTALES

Son aquellos isótopos que se encuentran en la naturaleza en concentraciones variables, los cuales son empleados comúnmente en estudios geohidrológicos. Los isótopos comúnmente usados son:

Oxígeno.-  $^{18}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{16}\text{O}$ .  
 Hidrógeno.- H, D, T.

Azufre.-  $\text{S}^{34}$   
 Silicio.- Silicio-32

Carbono.-  $\text{C}^{14}$ ,  $\text{C}^{13}$ .

De los isótopos antes mencionados, el silicio-32 es el menos empleado, aunque es de los más sobresalientes debido a su vida media de 172 años, que es intermedia entre la del tritio y la del  $^{14}\text{C}$ . Existen muchos otros isótopos estables y radiactivos que se emplean en estudios geohidrológicos, Tabla 3.1, pero que no se tratan en este trabajo. En este caso solo enfocaremos nuestra atención en los isótopos de Oxígeno, Hidrógeno, Azufre y  $^{13}\text{C}$

Tabla 3.1 Abundancia Promedio de los Isótopos Usados en Estudios Hidrológicos.

ELEMENTO	ISÓTOPO	Promedio de abundancia en la Tierra (Atom. %)	COMENTARIOS
Hidrógeno	$^1\text{H}$	99.985	
	$^2\text{H}=\text{D}$	0.015	
Helio	$^3\text{H}=\text{T}$	$<10^{-14}$	Radiactivo, $t_{1/2} = 12.43$ años.
	$^4\text{He}$	0.00014	
Carbono	$^{12}\text{C}$	99.99986	
	$^{13}\text{C}$	98.90	
Nitrógeno	$^{14}\text{C}$	1.10	
	$^{14}\text{C}$	$<10^{-12}$	Radiactivo, $t_{1/2} = 5,715$ años.
Oxígeno	$^{14}\text{N}$	99.63	
	$^{15}\text{N}$	0.37	
Silicio	$^{16}\text{O}$	99.762	
	$^{17}\text{O}$	0.038*	
Azufre	$^{18}\text{O}$	0.200	
	$^{28}\text{Si}$	92.23	
Cloro	$^{29}\text{Si}$	4.67*	
	$^{30}\text{Si}$	3.10	
Estroncio	$^{32}\text{Si}$	$<10^{-12}$	Radiactivo, $t_{1/2} = 172$ años.
	$^{32}\text{S}$	95.02	
Uranio	$^{33}\text{S}$	0.75*	
	$^{34}\text{S}$	4.21	
Estroncio	$^{36}\text{S}$	$<10^{-11}$	Radiactivo, $t_{1/2} = 82$ días.
	$^{36}\text{S}$	0.014*	
Estroncio	$^{37}\text{Cl}$	75.77	
	$^{37}\text{Cl}$	$<10^{-12}$	Radiactivo, $t_{1/2} = 300,000$ años.
Estroncio	$^{38}\text{Cl}$	24.23	
	$^{84}\text{Sr}$	0.56*	
Uranio	$^{86}\text{Sr}$	9.86	
	$^{87}\text{Sr}$	7.00	
Uranio	$^{88}\text{Sr}$	82.58*	
	$^{234}\text{U}$	0.0055	Radiactivo, $t_{1/2} = 247,000$ años.
Uranio	$^{235}\text{U}$	0.72	Radiactivo, $t_{1/2} = 71.3$ E <sup>9</sup> años.
	$^{238}\text{U}$	99.27	Radiactivo, $t_{1/2} = 4.51$ E <sup>9</sup> años.

Fuente: IUPAC (1992).

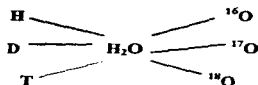
\* Estos isótopos no se emplean en estudios de aguas subterráneas.

$t_{1/2}$  = Vida Media.

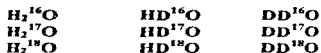
### FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO

Es la diferencia en la distribución de los isótopos del mismo elemento en dos compuestos o fases químicas que se forman simultáneamente con intercambio isotópico mutuo. El fraccionamiento isotópico ocurre porque los isótopos tienen características físicas ligeramente diferentes debido a pequeñas diferencias en masa, por lo tanto, el fraccionamiento isotópico es en general, más grande para los elementos ligeros porque la diferencia relativa de masa es mayor.

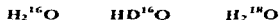
La molécula de agua puede tener las siguientes masas:



De tal modo que pueden ocurrir las siguientes combinaciones:



De todas estas combinaciones posibles, las especies isotópicas más importantes en estudios ambientales son:



### ISÓTOPOS DE HIDRÓGENO Y OXÍGENO

El deuterio (D) y el  $^{18}\text{O}$  son isótopos de hidrógeno y oxígeno respectivamente, los cuales se encuentran en los océanos en concentraciones de alrededor de 310 ppm y 1990 ppm para las especies moleculares HDO y  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  respectivamente (la O quiere decir  $^{16}\text{O}$ ). Las concentraciones de estos isótopos al igual que las de todos los isótopos estables se miden en un aparato que se llama espectrómetro de masas y se expresan en notación delta ( $\delta$ ), que es la unidad para expresar abundancias relativas de los isótopos, y se define de la siguiente manera:

$$\delta x = (\text{Rm} - \text{Rpt} / \text{Rpt}) (10^3)$$

Donde:

**Rm**= Razón isotópica (D/H o  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ) de la muestra

**Rpt**= Razón isotópica (D/H o  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ) del patrón

los valores de  $\delta$  se expresan en partes por mil(‰)

El patrón adoptado universalmente para el D y el  $^{18}\text{O}$  es el SMOW (Standard Mean Ocean Water) debido a que la mayor cantidad de agua en la superficie terrestre se encuentra en los océanos y estos son el principio y el fin del Ciclo Hidrológico. Este patrón se refiere a una agua hipotética cuyas razones son cercanas a las razones promedio del agua oceánica. Posteriormente se preparó una muestra patrón de agua que se conoce como VIENNA-SMOW (V-SMOW), cuyo contenido de  $^{18}\text{O}$  es el mismo que el del SMOW mientras que su contenido de D es 0.2 ‰ más bajo, pero para propósitos prácticos el V-SMOW y el SMOW se consideran idénticos, debido a que la precisión de las mediciones es por lo general 2 ‰ y 0.2 ‰ para el deuterio y el  $^{18}\text{O}$  respectivamente.

Debido a que los isótopos estables de hidrógeno y oxígeno están íntimamente ligados en la molécula de agua, generalmente son discutidos en conjunto. El  $^{18}\text{O}$  y el D son

los isótopos pesados y el  $^{16}\text{O}$  y el H son los isótopos ligeros. La utilidad del  $\text{H}^3$  (tritio) el cual es un isótopo radiactivo que tiene una vida media de 12.43 años y se utiliza como trazador para la determinación de escalas de tiempo, para el mezclado físico y el flujo de las aguas subterráneas.

El agua subterránea se origina casi totalmente de la precipitación, de tal modo que las variaciones temporales y espaciales del contenido isotópico de las lluvias pueden ser usados en la investigación de las recargas de las aguas subterráneas. El IAEA (Agencia Internacional de Energía Atómica), en cooperación con la WMO (Organización Meteorológica Mundial), han recolectado y analizado muestras de precipitación global mensualmente desde 1961 para contenido de  $^{18}\text{O}$  y D.

Los valores de D y  $^{18}\text{O}$  de las aguas naturales obedecen la siguiente correlación general determinada por Craig en 1961 con muestras tomadas en aguas de todo el mundo.

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Posteriormente la (IAEA), estableció 144 estaciones meteorológicas en todo el mundo durante un periodo inicial de 40 meses. El cual se ha prolongado hasta la actualidad. México ha participado con dos de estas estaciones, una en Chihuahua y la otra en Veracruz. De este estudio se obtuvo una ecuación con valores muy parecidos a los que obtuvo Craig en 1961.

$$\delta\text{D} = (8.17 \pm 0.08) \delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64)$$

Los valores de los isótopos estables de las aguas de lluvia obtenidos se colocan en una gráfica  $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ , e ilustra la precipitación meteorológica global en la línea AB, a la cual se le dio el nombre de (Línea Meteorológica Mundial); ( Fig. 3.2).

Es conveniente obtener una línea meteórica local. Para el Valle de Cuernavaca se tomó la línea generada para la Cuenca de México que es de  $\delta\text{D} = 7.97 \delta^{18}\text{O} + 11.03$  ( $n=85$ ;  $r=0.97$ ) (Cortes et al., 1997), la cual refleja algunas variaciones debido a su situación geográfica, por lo general la pendiente de 8 se conserva y lo que varía es la ordenada al origen (Fig. 3.3).

#### **FACTORES QUE CONTROLAN EL CONTENIDO ISOTÓPICO DE LA PRECIPITACION**

La mayor parte del vapor de agua existente en la atmósfera se origina de la evaporación de los océanos que se encuentran en bajas latitudes. El agua de mar de latitudes bajas tiene una cierta cantidad de  $\delta\text{D}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  que para fines prácticos se tomó como un valor de 0 ‰. Cuando el agua de mar se evapora, las nubes que se generan por la evaporación tienen una concentración mayor de H y  $^{16}\text{O}$ , ya que al ser más ligeros que el D y el  $^{18}\text{O}$  son más fácilmente captados por la evaporación (Fig. 3.4).

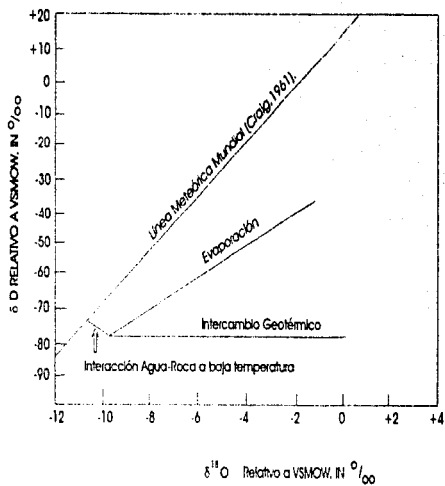


Fig. 3.2 Relación existente entre  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  del agua meteorica, agua de evaporación, e interacción agua-roca.

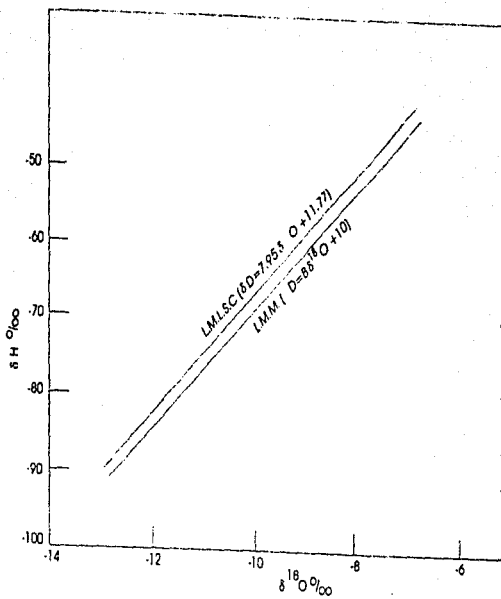


Fig. 3.3. Línea Meteorológica Mundial (LMM) (Craig, 1961) y Línea Meteorológica de la Sierra de las Cruces (LMLSC) (Vázquez, S et al. 1967)

### ***Efecto de latitud***

Cuando las nubes comienzan su viaje hacia mayores latitudes, progresivamente van perdiendo mayor cantidad de isótopos pesados que de ligeros gracias a que el D y el  $^{18}\text{O}$  son más pesados caen con mayor facilidad que los ligeros durante las precipitaciones, a este pérdida de isótopos pesados se le conoce como "efecto de latitud". Sobre Norteamérica la proporción de cambio de  $\delta^{18}\text{O}$  es cerca de  $-0.5\text{‰}$  por grado de latitud (Fig. 3-4)

### ***Efecto de altitud***

Del lado del barlovento de una montaña la abundancia de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  decrece con el incremento en la altura ya que las condiciones de presión y temperatura cambian dependiendo de la altitud, por ejemplo trabajos realizados en la Cuenca de México han demostrado que las lluvias que ocurren en la cumbre del Popocatepetl son isotópicamente diferentes a las que ocurren en la Ciudad de México (Cortés et. al. 1997). A la pérdida de isótopos pesados en relación con isótopos ligeros por el incremento de altitud se le conoce como "efecto de altitud". Una vez que la lluvia ha caído y se vuelve a evaporar, el agua de lluvia evaporada se enriquece en  $^{18}\text{O}$  e H, quedando el agua residual enriquecida en  $^{18}\text{O}$  y D ocasionando esto un efecto adicional de altitud (Fig. 3-4).

### ***Efecto estacional***

Otro factor que influye directamente en la concentración isotópica de las aguas meteóricas es el de las variaciones estacionales, ya que la cantidad de precipitación varía durante las diferentes estaciones del año, de tal modo que durante las épocas de mayor precipitación las nubes pierden mayor cantidad de isótopos pesados que de ligeros.

### ***Efecto continental***

Cuando las nubes viajan hacia adentro de los continentes desde los océanos pierden isótopos pesados durante su viaje, lo cual no ocurre en forma inversa (Fig. 3-4).

### ***Efecto de cantidad***

Las lluvias que ocurren después de los periodos de estiaje son escasas y de poca duración, a diferencia de las que ocurren en plena época de lluvias, las cuales son de gran duración y precipitan gran cantidad de agua. Este "efecto cantidad" como se le conoce, está directamente relacionado con las variaciones estacionales, en otras palabras la pérdida de isótopos pesados es directamente proporcional a la cantidad de lluvia.

### ***Efecto aparente con la temperatura***

La temperatura disminuye en los lugares donde la latitud es mayor, así como en las partes altas de los continentes, esto hace que sea difícil ver si existe alguna relación de pérdida de  $^{18}\text{O}$  y D debido a la temperatura, ya que la temperatura desciende paulatinamente con el incremento de la altitud y de la latitud.



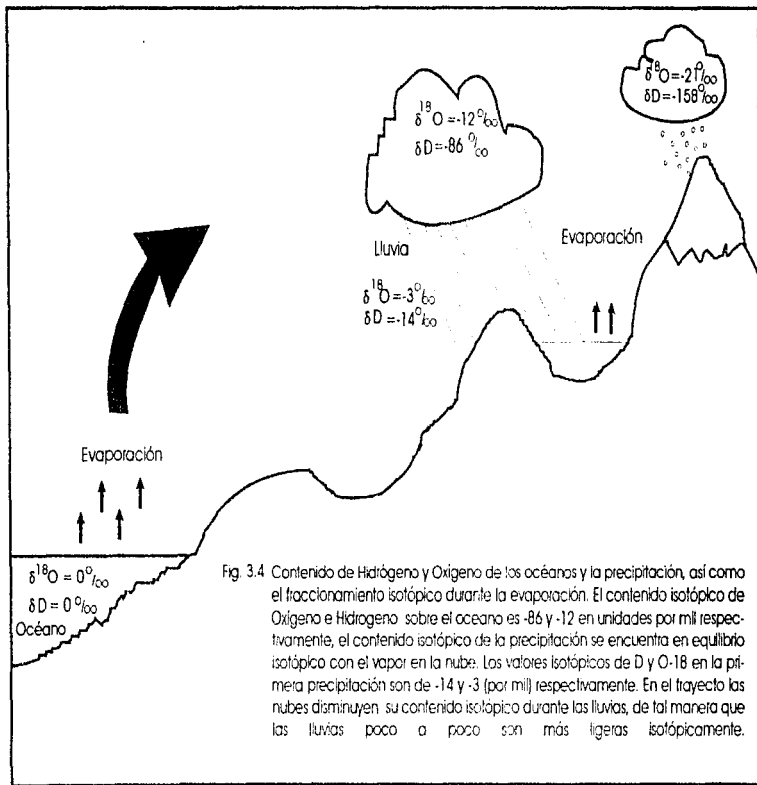


Fig. 3.4 Contenido de Hidrógeno e Oxígeno de los océanos y la precipitación, así como el fraccionamiento isotópico durante la evaporación. El contenido isotópico de Oxígeno e Hidrógeno sobre el océano es -86 y -12 en unidades por mil respectivamente, el contenido isotópico de la precipitación se encuentra en equilibrio isotópico con el vapor en la nube. Los valores isotópicos de D y O-18 en la primera precipitación son de -14 y -3 (por mil) respectivamente. En el trayecto las nubes disminuyen su contenido isotópico durante las lluvias, de tal manera que las lluvias poco a poco son más ligeras isotópicamente.

### **Agua de evaporación**

La evaporación de agua superficial es un proceso que no está en equilibrio y que enriquece al agua que queda sin evaporar en D y  $^{18}\text{O}$ , quedando el agua evaporada enriquecida en H y  $^{16}\text{O}$ , de este modo la relación de  $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$  tiene una pendiente menor de 8, usualmente entre 3 y 6. La pendiente de esta relación isotópica está en función de la humedad, temperatura, concentración de sal, interacción del agua con la roca, etc (Fig 3.2).

### **Intercambio geotérmico**

Conforme el agua aumenta su temperatura también aumenta su poder de disolver sales. Debido a esto cuando existe una agua de alta temperatura en contacto con una roca, ésta comienza a disolver iones presentes en la roca hasta que ambas fases encuentran un estado de equilibrio, durante este intercambio el agua a altas temperaturas gana  $^{18}\text{O}$  y la roca pierde  $^{18}\text{O}$ , pero debido a que las rocas no presentan abundantes cantidades de D, el agua termal no se enriquece en D por lo que su contenido con respecto a este isótopo no varía. Este efecto lo podemos ver claramente en la Fig. 3.2. En donde el enriquecimiento de  $^{18}\text{O}$  produce un corrimiento hacia la derecha con respecto a la Línea Meteorica.

### **Interacción agua-roca en aguas de baja temperatura.**

Esta reacción incrementa el contenido de  $^{18}\text{O}$  en la roca, ya que el agua al enfriarse comienza a precipitar sales minerales, hasta que encuentra un estado de equilibrio, esta interacción también puede disminuir el contenido de D en el agua, ya que pueden generarse minerales hidratados como las arcillas, de este modo las rocas ganan D y  $^{18}\text{O}$ , y el agua pierde isótopos pesados produciendo un movimiento hacia la izquierda en los valores de la línea meteorica (Fig. 3.2).

### **ISÓTOPOS DE AZUFRE ( $^{34}\text{S}$ )**

Ohmoto (1972) demostró que los mayores factores que controlan la composición isotópica del azufre en sistemas hidrotermales son:

1. La temperatura, que determina la cantidad de fraccionamiento entre los minerales que contienen azufre que rodean al sistema.
2. El origen del azufre total ( $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ )
3. La proporción de especies de azufre producto de la oxidación y reducción.

El origen del azufre en los sistemas hidrotermales minerales se puede discutir con base en la composición isotópica del azufre total en solución. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$  caen dentro de tres grupos:

- Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  cercanos a 0 ‰ representan el mayor grupo en los depósitos hidrotermales,
- Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre 5 ‰ y 15 ‰,
- Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  cercanos a 20 ‰.

Sistemas hidrotermales con valores de  $\delta^{34}\text{S}$  cercanos a 0 ‰ indican que el S tiene un origen ígneo, que incluye S producto de los magmas y el producto de la lixiviación de las rocas ígneas. Sistemas con valores de  $\delta^{34}\text{S}$  cercanos a 20 ‰ indican que el S tiene un origen marino ó a partir de evaporitas marinas. Aquellos depósitos en los que el valor de  $\delta$

es intermedio, indican que el S es producto de rocas encajonantes locales, por la diseminación de sulfuros o por mezcla con otros depósitos. Para conocer la proporción de especies de S producto de la oxidación y reducción, debe de ser tratado con mayor detalle, debido a que hay que tomar en cuenta la temperatura, el pH, y la fugacidad del oxígeno en los fluidos hidrotermales.

### ISÓTOPOS DE CARBONO-13 ( $^{13}\text{C}$ )

El carbono en el agua subterránea, se deriva principalmente de los siguientes ciclos del Carbono: sedimentos carbonatados, humus, o por decaimiento de la biomasa de las plantas. En algunas ocasiones se puede derivar a partir de  $\text{CO}_2$  atmosférico o volcánico.

La especie química disuelta de Carbono inorgánico depende del valor de pH. El  $\text{HCO}_3^-$  es dominante cuando el pH tiene un valor entre 6.4 y 10.3, el ácido carbónico es dominante cuando el pH es menor a 6.4 y el carbonato disuelto es dominante cuando el pH está por encima de 10.3.

El ión  $\text{HCO}_3^-$  se puede generar a partir de las zonas de suelo a través de la introducción de  $\text{CO}_2$  atmosférico y por generación biológica de bióxido de carbono a partir de las plantas que se encuentran en la superficie. Diferencias en los valores de  $^{13}\text{C}$  indican diferentes orígenes del Carbono. Una composición isotópica de bicarbonato de aproximadamente  $-22\text{‰}$  indica decaimiento de materia orgánica y valores de  $0.0\text{‰}$  indican disolución de calcita de origen marino sin la presencia de  $\text{CO}_2$  atmosférico.

El valor principal de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir de  $\text{CO}_2$  para áreas geotérmicas, varía entre  $-3\text{‰}$  y  $-5\text{‰}$ . Por otro lado se han determinado valores de  $-14\text{‰}$  y  $-28\text{‰}$  medidos a partir de lavas líquidas (Naughton and Terada 1954; Wasserburg et al. 1963, en Hoefs 1980). La razón para esta discrepancia no está bien entendida, puede deberse a que el  $\text{CO}_2$  está influenciado por la presencia de intercambio isotópico con sedimentos carbonatados (Craig 1963, en Hoefs, 1980), o por diferencias en las condiciones físicoquímicas del magma primario (Ohmoto 1972, en Hoefs 1980).

### STANDARDS

Un standard isotópico es una referencia que se toma como base para la medición de valores isotópicos de distintos isótopos.

En la tabla 3.2 se presentan los standards para  $^{13}\text{C}$  comúnmente usados en la literatura:

Tabla 3.2 Standards isotópicos del C.

STANDARD	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
1 - Chicago PDH Standard (Illuminación Americana del Cretácico Formación Peeble, Carolina del Sur)	0
2 - Caliza Solenhofen, NBS No. 20	-1
3 - Grafito, NBS No. 21	-27.79
4 - Petróleo Standard, NBS No. 32	-29.4

Tomada de: Hoefs, J., 1980.

En la Tabla 3.3 se muestran los standards que se utilizan para medir los valores isotópicos del H, O, S, y C.

**Tabla 3.3** Standards utilizados en todo el mundo para medir la composición isotópica de H, O, C y S

<b>ELEMENTO</b>	<b>STANDARD</b>	<b>ABREVIACIÓN</b>
H	Standard Mean Ocean Water	SMOW
C	Bellemutella americana de la Formación Peedee del Cretácico, Carolina del Sur, EEUU.	PDB
O	Standard Mean Ocean Water	SMOW
S	Troilita (FeS) del Meteorito de Cañón del Diablo	CD

Tomada de: Hoefs, J., 1980.

Más adelante analizaremos a los geotermómetros, de los cuales algunos de ellos se basan en las concentraciones isotópicas del agua.

## GEOTERMÓMETROS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS (IV)

La determinación de varios parámetros como la temperatura se pueden calcular utilizando los resultados de los análisis químicos e isotópicos del sistema en la superficie. Esta metodología se basa en la suposición de que tanto el equilibrio químico como el isotópico se han alcanzado en las interacciones entre el fluido y las rocas del yacimiento. Una vez que se ha alcanzado el equilibrio químico, las concentraciones de los iones que se intercambian entre el fluido y la roca, van a depender principalmente de la temperatura y del pH. Por ejemplo al interaccionar un fluido termal y una roca, los cuales contienen sodio y potasio, estos se van a intercambiar de tal forma que cuanto mayor sea la temperatura a la que interaccionen, mayor será el contenido de potasio del fluido; por esta razón la relación entre las concentraciones de sodio y potasio en las aguas que descarga el sistema en la superficie es utilizada como un indicador de la temperatura del yacimiento. A esta forma de medir la temperatura del yacimiento o del acuífero con base en las concentraciones iónicas del agua y a sus valores isotópicos se le conoce con el nombre de geotermometría.

Otro indicador de la temperatura a profundidad lo es el contenido de silice ( $\text{SiO}_2$ ) disuelto en el fluido, ya que a las condiciones en que comúnmente se encuentran los acuíferos termalizados, el agua de estos puede disolver más silice de la roca circundante. La determinación de la temperatura del sistema a profundidad utilizando métodos químicos es muy importante, ya que durante las etapas iniciales de la exploración geotérmica este es el único método por el que podemos obtener una estimación de la temperatura del yacimiento.

### **FLUIDOS GEOTÉRMICOS**

Los diferentes estudios isotópicos que se han realizado, establecen que la mayor parte del agua en los fluidos geotérmicos es de origen meteórico, la presencia de algún constituyente magmático o juvenil se da en pequeñas proporciones o es nula, anteriormente se pensaba que si se tenía la presencia de elementos como el boro, litio y el cloro podíamos determinar la existencia de aguas magmáticas, pero ahora se sabe que estos elementos en el agua puede ser producto de la disolución de rocas sedimentarias, ígneas y/o metamórficas en sistemas geotérmicos.

La estimación de temperaturas de los fluidos geotérmicos mediante el uso de geotermómetros está basada en la concentración de ciertos componentes en los fluidos, el equilibrio químico ó isotópico entre el agua y los minerales, solubilidades de gas, diferentes reacciones químicas, las distribuciones isotópicas entre el agua y las diferentes fases minerales. Todas estas condiciones se aplican de igual manera a las aguas descargadas en superficie, pero se debe de tomar en cuenta si existe algún desequilibrio debido al cambio de las condiciones químicas y físicas originales. Generalmente la concentración de componentes en las aguas que se encuentran a bajas temperaturas son menores que las de las que se encuentran a temperaturas mayores, ya que en general el poder de disolución del agua disminuye conforme disminuye su temperatura, por lo que el agua al irse enfriando va depositando minerales con solubilidad directa. Esto no sucede con los minerales de formaciones evaporíticas ó carbonatadas, ya que el agua las disuelve cuando se encuentra a

baja temperatura y los deposita si ésta se encuentra a una temperatura elevada debido a su solubilidad inversa.

En la tabla 4.1 se muestran los diferentes geotermómetros que se aplican para el estudio de las temperaturas de fluidos geotérmicos y aguas subterráneas.

**Tabla 4.1** Ecuaciones para la determinación de la temperatura de equilibrio para los diferentes geotermómetros químicos e isotópicos, las concentraciones deben darse en mg/kg, (adaptada de Fournier, 1981).

GEOTERMÓMETRO	ECUACIÓN	RESTRICCIONES
Cuarzo	$T^{\circ}\text{C} = (1309/5 - 19 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15 \dots \text{I}$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
I adiabático	$T^{\circ}\text{C} = (1522/5 - 75 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15 \dots \text{II}$	
II conductivo		
Calcedonia	$T^{\circ}\text{C} = (1032/4 - 69 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
$\alpha$ -Cristobalita	$T^{\circ}\text{C} = (1000/4 - 78 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
$\beta$ -Cristobalita	$T^{\circ}\text{C} = (781/4 - 51 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
Silice amorfo	$T^{\circ}\text{C} = (731/4 - 52 \cdot \log \text{SiO}_2) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
Na / K (Fournier)	$T^{\circ}\text{C} = (1217/\log(\text{Na/K}) + 1.483) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
Na / K (Frusdell)	$T^{\circ}\text{C} = (855 \cdot \alpha / \log(\text{Na/K}) + 0.8573) - 273.15$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
Na-K-Ca	$T^{\circ}\text{C} = (1647/\log A + B/(\log B) + 2.06) + 2.47) - 273.15$ $A = (\text{Na}/\text{K})$ ; $B = (\text{Ca}/\text{Na})$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$
$\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O})$	$100(\ln \alpha) = 2.88(10^4/T) - 4.1$ Donde $\alpha = (1000 + \delta^{18}\text{O})(\text{SO}_4) / (1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}))$ Y T en $^{\circ}\text{K}$	$T = 0-250^{\circ}\text{C}$

Tomada de Henley, R.W., et al. 1984.

Geotermómetro de Silice. El primer geotermómetro con que se empezó a trabajar fue el de cuarzo, el cual se utiliza para sistemas geotérmicos, que no sobrepasen los 350°C. Cuando la temperatura del agua muestreada se encuentra cercana a la temperatura de ebullición se utiliza el de enfriamiento adiabático, y si la temperatura es menor a los 100°C se utiliza el de enfriamiento conductivo. Uno de los problemas en el cálculo de geotermómetros es que muchas veces no nos dan resultados correctos, debido a que el agua no está en equilibrio con la roca encajonante, o que ciertos minerales no presentan un equilibrio con el agua. Por ejemplo en el caso del silice, al encontrarse en solución puede provenir de fases sólidas como el cuarzo, la calcedonia, la cristobalita y el silice amorfo, por lo que lo ideal es emplear los diferentes geotermómetros de silice para obtener más datos y poder realizar un mejor análisis.

El uso de silice disuelto como un geotermómetro se ha derivado de forma experimental determinando variaciones entre las distintas especies de silice presentes en el agua en función de la temperatura (y presión), así como de observaciones realizadas en las zonas de descarga de los pozos.

La gran mayoría de los sistemas geotérmicos profundos se encuentran en equilibrio con el cuarzo, la forma estable del silice a 870°C y el que tiene la menor solubilidad (Fig 4.1)

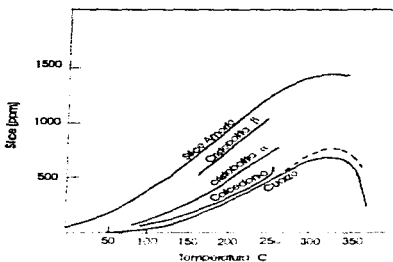


Fig. 4.1 Solubilidades de varias fases de silice con respecto a la temperatura. Los datos de Silice amorfo fueron calculados por Fournier y Rowe (Inédito), los datos de la cristobalita- $\alpha$  fueron medidos por Fournier y Rowe (1962). Los valores para cristobalita- $\beta$  fueron medidos por Fournier (Inédito). Los valores de calcedonia son de Fournier y Rowe (Inédito) y Los valores de cuarzo fueron medidos por Kennedy (1950).

Este es además un mineral muy abundante en las rocas. La calcedonia, la cristobalita y el silice amorfo pueden no estar en equilibrio con el fluido

Los efectos de presión en las solubilidades del cuarzo es considerable sólo en aquellas situaciones cercanas al punto crítico del agua (374°C) En los rangos de temperaturas de la mayoría de los sistemas, la solubilidad del cuarzo se ve afectada de manera muy pequeña por la presencia de sales disueltas (a menos que la concentración sea alta).

Las concentraciones de Silice muestran una rápida respuesta con el cambio de la temperatura a profundidad sobre los 250°C, el reequilibrio entre el cuarzo y la solución puede tomar solo algunas horas. De cualquier manera el equilibrio depende también de las condiciones de pH, salinidad y el grado de saturación inicial. Condiciones de alta salinidad, un pH entre 5-8 favorecen un rápido equilibrio. Por debajo de los 100°C una solución puede permanecer supersaturada con respecto a cuarzo durante varios años.

En general se ha observado que en sistemas que se encuentran por debajo de los 190°C el geotermómetro de calcedonia proporciona mejores resultados y que cuando la temperatura es mayor a los 190°C es mejor el de cuarzo debido a que la calcedonia entra más rápido en equilibrio que el cuarzo en condiciones de baja temperatura.

### **GEOTERMÓMETROS DE CATIONES**

El geotermómetro de (Na-K) Fournier (1981), se emplea únicamente cuando las temperaturas del sistema son mayores a los 150°C. Su principal ventaja es que no se ve afectado por disolución y separación de vapor como otros geotermómetros, suponiendo que hay pocas cantidades de Na y K en el agua diluida, comparada con el agua del acuífero termal, la relación Na/K no cambiará. Pero si el acuífero se mezcla con agua de mar la relación Na/K sufrirá una variación, afectando los resultados obtenidos con el geotermómetro. Este geotermómetro no se afecta por una ebullición.

El geotermómetro de (Na-K-Ca) Fournier (1981), fue desarrollado para tomar en cuenta el efecto del Ca en la solubilidad del Na y K, ya que debido a la presencia abundante de Ca se determinaban valores erróneos al emplear el geotermómetro de Na-K, este geotermómetro se utiliza para todas las temperaturas, pero como se observa en la tabla la fórmula tiene una variable que toma el valor de 4/3 si la temperatura es menor a los 100°C y  $\log ((\sqrt{Ca}/Na) + 2.06) > 0$ , pero si  $t$  con  $\beta = 4/3$ ,  $T > 100$  o el valor de la función anterior es negativo, se debe usar  $\beta = 1/3$  para obtener la temperatura

Giggenbach et al. en 1983, propuso un geotermómetro de K-Mg el cual puede ser usado en situaciones cuando el Na y el Ca no se encuentran en equilibrio debido a mezclas en acuíferos someros.

$$t_{K-Mg} = 4410 / (13.95 - \log (K^2/Mg)) - 273.15$$

Para que los resultados obtenidos a partir de los geotermómetro de cationes sean confiables es necesario que exista un equilibrio químico entre K-Mg-Ca, para ver esto se utiliza el triángulo de Giggenbach (1988) (Fig. 4.2)

Existe otro geotermómetro el cual usa las concentraciones de anhídrita presentes en el agua, éste es un geotermómetro exclusivo para aguas con temperatura entre 100° y 200°C (Marshall, L. W., and Slusher, R., 1968).

$$\log K^{a,p} (\text{anhídrita}) = -215.509 + 85.685 \log T + 6075.2/T - 0.070707 T$$

Un geotermómetro más es el de yeso (Marshall, L. W., and Slusher, R., 1968) el cual se utiliza en temperaturas de 60° a 95°C y se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\log K^{a,p} (\text{yeso}) = 390.9619 - 152.6246 \log T - 12545.62/T + 0.0818493 T$$

Debido a que la T no se puede despejar de las ecuaciones anteriores, se dieron valores sucesionales a T para de este modo obtener un valor de  $\log K^{a,p}$  de la anhídrita y del yeso. Tabla 4.2.



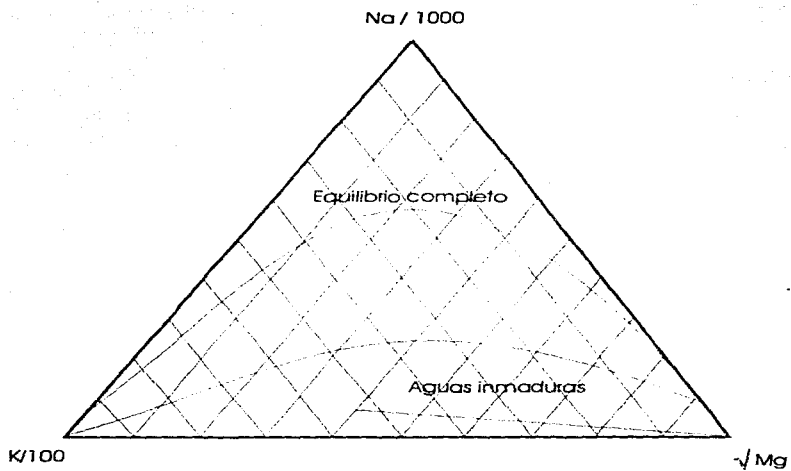


Fig. 4.2 Triángulo de Giggenbach.

**Tabla 4.2 de Logaritmo del producto de solubilidad de la Anhidrita y Yeso para varias temperaturas.**

Temp °C	-log $K_{sp}^o$ (yeso)	-log $K_{sp}^o$ (anhidrita)
0	4.466	3.818
25	4.373	4.192
50	4.409	4.539
75	4.514	4.884
100	4.650	5.240
125	4.792	5.617
150	4.920	6.020
175	5.025	6.453
200	5.098	6.917
250	5.130	7.941
300	4.996	9.093

Tomado de: (Marshall, L.W. and Sliester, R., 1968).

Para obtener el valor  $K_{sp}^o$ , se necesita obtener los valores molares de  $SO_4$  y Ca.

$$K_{sp}^o = [SO_4] [Ca]$$

Despues se obtiene  $-log K_{sp}^o$ .

### GEOTERMOMETRÍA ISOTÓPICA

Un gran número de geotermómetros isotópicos se han desarrollado para la exploración geotérmica, de éstos, el de intercambio de  $^{18}O$  entre el sulfato disuelto y el agua es el de mayor uso McKenzie and Trudell (1977). La utilidad de las reacciones de intercambio se basan en su corta velocidad de reacción, por lo que las condiciones isotópicas existentes a profundidad, no cambian mientras los fluidos son transportados a la superficie.

Para los isótopos estables del agua y algunos compuestos disueltos como el  $SO_4$  el  $CO_2$  ó  $CO$ , el fraccionamiento isotópico es una variable que depende de la temperatura, lo que hace que los geotermómetros puedan indicar temperaturas en varias partes de un sistema hidrotermal, algunas condiciones deben de ser consideradas para usar a las composiciones isotópicas como geotermómetros.

1. El elemento cuya variable de composición isotópica se determinará (H, O, C, S) debe existir en dos diferentes componentes en la fase fluida.
2. Estas componentes deben de estar en equilibrio isotópico y su factor de fraccionamiento isotópico debe mostrar un cambio moderado sobre el rango de temperaturas esperadas.
3. El rango del intercambio isotópico debe de ser lo suficientemente lento para que los componentes no se reequilibrén significativamente entre el equilibrio establecido y el tiempo de análisis, alternativamente, la cantidad de reequilibrio debe de ser evaluada.

En la práctica la cantidad de fraccionamiento isotópico se ha determinado de manera experimental en pruebas de laboratorio.

Recientemente McKenzie and Trudell (1977) analizaron la composición isotópica de sulfato disuelto y agua de manantiales termales para probarlo como un geotermómetro.

Ellos argumentan que el intercambio de isótopos de oxígeno entre el sulfato y el agua es rápido relativamente a los tiempos de residencia y sugieren que el equilibrio isotópico puede alcanzarse en áreas geotérmicas donde las temperaturas están por encima de los 140°C. Por otro lado el intercambio parece ser lo suficientemente lento, por lo que el contenido de  $^{18}\text{O}$  del sulfato cambia en pequeñas proporciones durante el ascenso de los fluidos termales hacia la superficie por lo que el cambio en la temperatura del fluido no alcanza a alterar la firma isotópica del fluido, de estos estudios obtuvieron la siguiente ecuación:

$$100(\ln \alpha) = 2.88(10^6 T^{-2}) - 4.1$$

Donde  $\alpha = (1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)) / (1000 + \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}))$   
y T en °K.

El cálculo de las temperaturas a profundidad de los fluidos es una técnica que requiere de mucho cuidado, se debe conocer si el sistema se encuentra en equilibrio con la roca encajonante, ya que si este no existe, las temperaturas que se obtendrán serán incorrectas. Como se ha visto existen diferentes geotermómetros y cada uno puede proporcionar temperaturas diferentes si el sistema no se encuentra en equilibrio, por lo que es necesario tener los conocimientos adecuados para poder elegir el o los geotermómetros más adecuados para las condiciones termodinámicas de nuestro sistema.

## GEOLOGÍA Y GEOHIDROLOGÍA DEL VALLE DE CUERNAVACA (V)

Los valles de Cuautla y Cuernavaca están localizados en la parte central de México al sur del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). El área de estudio está encerrada parcialmente por sierras volcánicas, al oeste limita con la Sierra Nevada, al norte con la Sierra de Chichinautzin y el Tepozteco, y al este con la Sierra de las Cruces. La geología regional (Fig. 5.1) fue reportada por Fries, (1960), De Czerna et al., (1980), mientras que la geología a detalle ha sido recopilada por Vázquez Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). En el Valle de Cuernavaca se presentan rocas sedimentarias e ígneas principalmente. Las rocas sedimentarias son calizas, dolomías, lutitas calcáreas de origen marino, calizas lacustres y areniscas y conglomerados de origen continental, los depósitos más recientes constan de rocas ígneas de origen volcánico, así como afloramientos de algunos intrusivos.

Las secciones geológicas en la Figura 5.2 muestran las principales formaciones que se encuentran relacionadas con los manantiales que han sido analizados para este trabajo. Se irán mencionado de manera ascendente de acuerdo a su posición estratigráfica (Fig. 5.3).

**Formación Xochicalco** (Fries, 1960). Es la unidad más antigua reconocida, aflora sólo en algunas partes del Valle de Cuernavaca, se le ha asignado un espesor mínimo que excede los 500 m, su base no está expuesta y se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Morelos. Constituye una secuencia de calizas principalmente calcilutíticas y calcilimolíticas, en capas que van de delgadas a medianas que presentan laminación fina, contenido carbonoso variable y abundantes vetillas de calcita; preferentemente hacia la cima aumenta su contenido de capas laminares y nódulos de pedernal. La Formación Xochicalco se depositó durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda. (Fries, op. cit.).

**Formación Morelos** (Fries, 1960). Esta constituida por interestratificaciones de calizas y dolomías, en la base de la formación tenemos la presencia de anhidrita en capas, que en algunos lugares alcanzan dimensiones de más de 900 m. (Niedzielski, 1994 ; Bendig, 1995) la litología de la formación, corresponde a la de una secuencia de plataforma, se compone principalmente de calizas grises de diversas tonalidades, las cuales se presentan en estratos gruesos a masivos. Las calizas corresponden a calcilutitas y calcarenitas, no obstante se observan ocasionalmente texturas correspondientes a calciruditas. Las calizas, localmente presentan nódulos de pedernal. Las dolomías y calizas dolomíticas que están junto a las calizas son de origen secundario, la dolomitización que ha afectado en grado variable a las calizas, sobre todo en la parte occidental de la región, muestran desvanecimiento lateral y no transgrede verticalmente a los planos de estratificación.



Fig. 5.1 Localización y mapa geológico del Valle de Cuernavaca.

Algunos horizontes de la Formación Morelos contienen abundantes mifliólidos (*Quinqueloculina Nummuloculina*), los cuales en México se presentan en la mitad superior del Albiano. En la parte inferior de la formación se observan desarrollos locales de pequeños biostromas, compuestos por rudistas (principalmente *Trocastia*) bastante fragmentados y que se consideran indicativos de la parte media del Albiano.

**Formación Cuautla** (Fries, 1960). La formación consta de tres facies principales: 1 Una sucesión gruesa de capas de calizas de estratificación mediana a gruesa, del tipo banco calcáreo ó "bahamita", 2 Una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana y 3 Una sucesión muy delgada de capas de calizas clásticas de estratificación delgada a mediana. Las tres facies pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral y han sido cartografiadas como una sola formación, ya que en conjunto conforman una unidad planificable que puede distinguirse perfectamente de las Formaciones Morelos y Mexcala, infra y suprayacente respectivamente. Las tres facies podrían delimitarse lateralmente, sin duda, si se hiciera un estudio más detallado de la formación.

Las capas de calizas de la facies "bahamita" de la Formación Cuautla son de carbonato de calcio casi puro, a excepción del silíce en forma de pedernal, de manera que las capas de pedernal visible contienen escasos residuos insolubles. La dolomitización ha afectado a estas facies en un grado muy bajo, las capas dolomitizadas no se distinguen fácilmente en el campo y al encontrar un afloramiento de roca altamente dolomitizada pertenecerá muy probablemente a la Formación Morelos. Los materiales arcillosos de procedencia terrígena son raros ó faltan por completo.

La parte de la Formación Cuautla que tienen el espesor máximo corresponde a las facies del banco calcáreo "bahamita" y tiene una dimensión aproximada de 750 m. Se encuentra en la serranía definida por el cerro de Barriga de Plata, el Monte Negro y el cerro de Ectopan.

La facies de banco calcáreo contienen numerosos biostromas de rudistas y gasterópodos desde la parte basal de la unidad hasta cerca de la cima, pero las capas más altas y jóvenes de estas facies entre Cuemavaca y Cuautla carecen de microfauna identificable. La mayoría de los rudistas están silicificados parcial ó completamente y pueden ser recuperados mediante la disolución de la caliza. En cambio los fósiles del género rudistas *Durania*, por razones desconocidas raras veces muestran algo de silicificación aún cuando están junto a rudistas que sí lo están. Al igual que en la Formación Morelos los amonoides no se presentan en la Formación Cuautla cuando existen abundantes rudistas.

Los microfósiles de la facies de banco calcáreo de la Formación Cuautla sugieren que las capas basales son del Turoniano Temprano, pero la calcarenita basal infrayacente puede tener una edad algo mayor, (Cenomaniano Tardío). La cima de la facies de banco es probablemente del Turoniano Tardío.

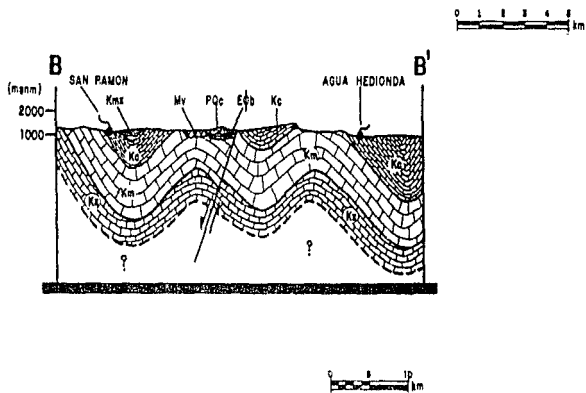
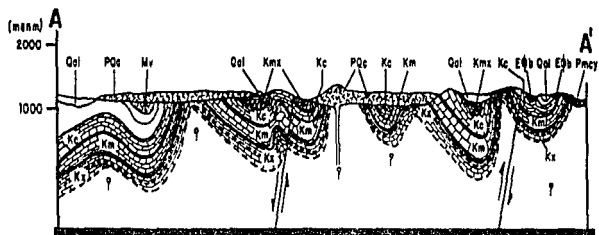
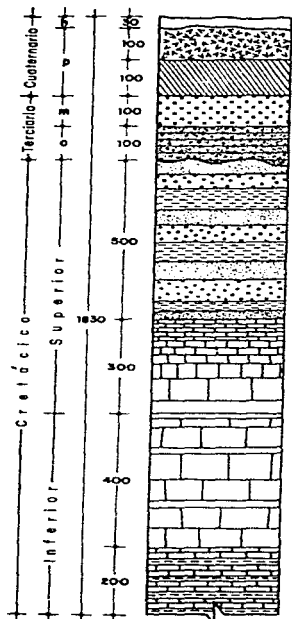


Fig. 5.2 Secciones geológicas mostrando los principales unidades estratigráficas del Valle de Cuernavaca.



h - holoceno  
 p - pleistoceno  
 m - mioceno  
 o - oligoceno

- (Qal) Depósitos aluviales del Cuaternario.
- (PQc) Grupo Chichinautzin.
- (Pmcy) Horizontes clásticos con yesos interestratificados.
- (Mv) Flujos lávicos interestratificados y estratos volcanoclásticos de composición andesítica.  
 Calizas y conglomerados volcánicos con capas volcanoclásticas asociadas, con contenido de pedernal y yesos.
- (Kmx) Formación Mexcala.
- (Kc) Formación Cuautla.
- (Km) Formación Morelos.
- (Kx) Formación Xochicalco. Capas delgadas de caliza con nódulos y horizontes de pedernal.

Fig. 5.3 Columna estratigráfica del Valle de Cuernavaca.



La segunda facies está formada por calizas de estratos medianos a delgados. Las calizas en la parte oriental son de color gris claro y contiene nódulos de pedernal, mientras que al poniente las calizas son de color gris oscuro con bandas delgadas de pedernal. El espesor de esta facies es de 400 m aproximadamente.

La tercera facies, está formada por estratos delgados de calcarenita clástica de color gris con intercalaciones aún más delgadas de limolita carbonosa, esta facies tiene un espesor del orden de los 30 m y se le ha asignado una edad del Cenomaniano tardío (Bohnenberger-Thomas) 1955.

**Formación Mexcala** (Fries, 1960). El nombre de la Formación Mexcala se propone para la sucesión de capas interestratificadas de areniscas, limolita y lutita calcáreas con escasos lentes de calizas clásticas, esta formación yace sobre la Formación Cuautla. La unidad está plegada tan estrechamente que su espesor no puede ser determinado con exactitud. La localidad tipo fue escogida a lo largo del Río Balsas o Mexcala, un poco al oriente del puente de la carretera, porque en dicha localidad las capas parecen estar menos plegadas y más accesibles de la extensa región en que afloran. La unidad en la localidad tipo fue descrita con detalle por Bohnenberger-Thomas, (1955) en una tesis inédita acerca de la geología entre Iguala y Chilpancingo.

La Formación Mexcala es muy variable en su litología tanto lateral como verticalmente, la parte basal es casi en todas partes de naturaleza calcárea y puede consistir en capas de caliza arcillosa o de limolita calcárea que miden en total desde unos pocos metros hasta unos 30 m de espesor. La caliza basal está formada por capas calcareníticas clásticas visiblemente laminadas, de color gris oscuro y de 10 a 20 cm de espesor, el cambio litológico es abrupto en donde la unidad infrayacente es la facies de banco Cuautla, pero en las partes donde se presenta la facies de caliza clástica de la Formación Cuautla es difícil hacer la distinción entre las dos formaciones sin la ayuda de fósiles.

Encima de la caliza basal se encuentran presentes capas interestratificadas de lutita y limolita calcárea, con menor cantidad de arenisca. Hacia arriba en la sucesión, los interstratos de arenisca o subgrauvaca aumentan en número y aparecen también capas de conglomerado fino. Las capas clásticas varían en espesor desde unos pocos centímetros para las rocas de grano más fino, hasta más de un metro para la arenisca. Las capas de grano fino muestran una laminación, mientras que las de grano más grueso presentan estratificación cruzada.

**Grupo Balsas** (Fries, 1960). Este nombre se propone para un grupo de rocas que comprende una variedad grande de tipos litológicos locales de espesor variable que se presentan en la cuenca hidrológica del Río Mexcala-Balsas en el centro austral y sureste de México. El grupo incluye rocas tan diversas como yesos, caliza lacustre, un conglomerado compuesto de calizas al cual llamaremos (conglomerado calizo), conglomerado volcánico, arenisca tobácea, limolita tobácea y arcillita, así como brechas, tobas volcánicas y corrientes lávicas interestratificadas, algunas capas están bien endurecidas mientras que otras no.

El Grupo Balsas comprende tipos de rocas tan diversos como evaporitas, conglomerados de grano grueso, sedimentos clásticos de grano fino, tobas y corrientes lávicas. Estos tipos litológicos diversos podrían cartografiarse por separado. El tipo litológico más característico en la región, aunque no precisamente el más voluminoso, corresponde quizás a un conglomerado calizo con matriz calcárea, que varía de moderadamente a bien endurecido, de grano medio a grueso y de estratificación masiva a gruesa. Es el tipo de roca que generalmente se presenta en la base del grupo donde la roca infrayacente representa una formación cretácica y se ha denominado en general "conglomerado rojo", localmente, sin embargo, se presentan trozos de esquistos y de otras rocas pre-cretácicas junto con los constituyentes carbonatados, como sucede en las cercanías de Taxco. El espesor del conglomerado calizo varía ampliamente en cortas distancias laterales y en algunas partes alcanza espesores de 500 m.

Otro tipo de roca del Grupo Balsas que está distribuido ampliamente y que por lo general queda estratigráficamente arriba del conglomerado calizo, consiste en capas ligeramente endurecidas de limo, arena y arcilla, con una proporción menor de interstratos de conglomerado calizo de grano fino y con mezcla considerable de material tobáceo. El volumen total de este tipo litológico puede exceder del de cualquiera de los otros del Grupo Balsas, en algunas partes del estado de Guerrero alcanza los 2,000 m de espesor. Las capas del tipo litológico clástico poco endurecido varían de delgadas a gruesas y generalmente la estratificación se distingue claramente en los afloramientos.

Un tipo de roca del Grupo Balsas de volumen relativamente pequeño consiste en yesos de distintos grados de pureza, esta unidad forma cuerpos lenticulares compuestos por una serie de capas delgadas que se interdigitan, o están contenidas en el tipo litológico clástico ligeramente endurecido y de grano fino que se describió en el párrafo anterior. Uno de estos cuerpos lenticulares lo podemos encontrar aflorando en las cercanías de Cocoyoc y Oaxtepec y en la parte norte del Valle de Cuernavaca por la zona de Oacalco. El espesor total del cuerpo mayor cerca de Oaxtepec es cuando menos de 30 m.

Otro tipo litológico de menor importancia consiste en calizas lacustres, se presentan en la región de Emiliano Zapata y en una loma cerca de San Pedro, la caliza se encuentra en estratos que varían de 20 a 70 cm de espesor. Es una roca algo porosa y dura, en algunas partes se encuentra encima del yeso, mientras que en otras encima del conglomerado calizo. El espesor de la unidad alcanza los 60 m.

El espesor total del Grupo Balsas es extremadamente variable de uno a otro lugar y su máximo espesor original no está conservado. El grupo se depositó indudablemente en cuencas bajas contiguas a serranías montañosas. Como resultado de fallamiento o combamiento hacia abajo, asociado con el bloqueo del desagüe, con cambios climáticos o con algún otro proceso especial, por lo tanto el espesor mayor se encuentra en las zonas en donde se formaron las mayores depresiones y los depósitos quedaron protegidos de la erosión posterior. En la región de Santa Fe se encuentra la sucesión más gruesa del grupo y el espesor parece exceder los 2,500 metros.

El Grupo Balsas descansa con gran discordancia angular y erosional encima de todas las rocas más antiguas, desde la Formación Mexcala del Cretácico Superior, hasta el esquistos Taxco del Triásico Superior.

**Formación Cuernavaca** (Fries 1960). Toma su nombre de los depósitos clásticos transportados por agua, bien expuestos y muy extensos sobre los que se construyó la Ciudad de Cuernavaca. La unidad aflora principalmente en la cuenca del Río Amacuzac y de sus afluentes, el borde septentrional de su área de afloramiento se extiende casi directamente al oriente desde la base austral del Volcán Nevado de Toluca, situado de 50 a 60 km al poniente de la Ciudad de Cuernavaca, hasta la base austral del Volcán Popocatepetl situado a unos 25 km al nororiente de la Ciudad de Cuautla

La constitución litológica de la Formación Cuernavaca es variada en extremo asemejándose al Grupo Balsas en la variedad de tipos litológicos. La parte septentrional y litológicamente más alta de la unidad está formada predominantemente por un conglomerado en abanico de grano medianamente grueso, cuyos constituyentes son casi exclusivamente de rocas volcánicas andesíticas erosionadas de las series volcánicas terciarias. Más al sur las capas de la Formación Cuernavaca se hacen progresivamente tan delgadas que rara vez exceden los 2 m de espesor. En promedio son de grano más fino, aunque se presentan algunos cantos grandes en algunas capas.

En las zonas más apartadas de los altos topográficos son más numerosas las capas de conglomerado de grano fino, arena y de limo.

Se piensa que la Formación Cuernavaca se depositó principalmente en forma de abanicos aluviales coalescentes por medio de corrientes de agua originadas en terrenos elevados, donde existían grandes cantidades de detritos volcánicos poco consolidados y muy susceptibles a la erosión por las lluvias tempestuosas, los depósitos más masivos como los que se hallan en las cercanías de Cuernavaca probablemente fueron emplazados como lahares. No se ha determinado bien la edad de la Formación Cuernavaca debido a su gran discordancia erosional, pero se le ha asignado una edad del Mioceno Tardío al Plioceno temprano.

**La Sierra Nevada.** Se extiende de norte a sur, al oriente de la cuenca de México y al noreste del Valle de Cuernavaca, tiene una extensión de más de 100 km y es un gran alineamiento de relieve continuo, en el que los pasos entre los valles son difíciles y raros por encontrarse a grandes alturas. De norte a sur se localizan sus volcanes principales: El Tiñaloc, de 4,150 msnm, el Telapón de 3,996 msnm, El Iztaccihuatl de 5,286 msnm, y el Popocatepetl de 5,452 msnm. Todos son volcanes jóvenes de tipo alpino.

Las erupciones que dieron origen a la Sierra Nevada empezaron en el Mioceno, continuando en el Plioceno Medio y aún en la era actual. Las primeras erupciones fueron de dacitas y después de andesitas, las cuales se abrieron paso a través de las fracturas de los pliegues de las capas subyacentes del Cretácico, más tarde tuvieron lugar las erupciones por chimeneas estrechas, siendo una de ellas el Popocatepetl, éste volcán ha emitido corrientes de lava de composición basáltica que pueden observarse del lado sur del Iztaccihuatl. La presencia del Popocatepetl ha modificado la erosión individual del Iztaccihuatl.

**Formación Iztaccihuatl.** Con una longitud de 7km de longitud, se localiza en la Sierra Nevada al norte del Popocatepetl y a unos 70 km al sureste de la capital del País, más de 6 km de esta montaña están cubiertas por nieves eternas. El volcán Iztaccihuatl está formado por flujos de lava y rocas piroclásticas de composición andesítica y riolítica (Mooser, 1962; Schlaepfer, 1968). Tuvo su origen a fines del Mioceno, su masa está cubierta por capas de lava andesítica de hornblenda e hiperstena sobre un núcleo de dacitas, alcanzando las andesitas un gran espesor. El Iztaccihuatl es un volcán que no conserva claramente sus cráteres por donde tuvieron lugar las erupciones, sólo se alcanza a distinguir parte de ellos si se está en la cima del volcán.

Las lavas del Iztaccihuatl son anteriores a las del Popocatepetl y fueron emitidas por fracturas que tienen el mismo rumbo que las del Popocatepetl.

**Formación Popocatepetl** (Carrasco, 1985). El Popocatepetl forma el final austral de la Sierra Nevada. A partir de él, se desprenden hacia el poniente las serranías del Chichinautzin. Gran número de las erupciones del Popocatepetl han tenido lugar por su conducto, a lo que se debe su gran profundidad, las dimensiones del volcán y su altura. Sus solfataras, demuestran su actividad. El Popocatepetl es un volcán poligenético o estratificado, de corrientes de lava y brechas, arenas y cenizas. Sus últimas corrientes están en el cuadrante noreste y tienen formas alargadas y abruptas, de brechas compactas de color rojo y pardo rojizo. Sus últimas erupciones han sido de arenas y de piedra pómez.

**La Sierra de Zempoala** (Fries, 1960). Consta de una secuencia de tobas liticas y cristalinas sobreyacidas por depósitos fluviales y glaciales, y flujos piroclásticos interestratificados con lavas andesíticas, a las cuales se les ha asignado una edad pliocénica debido a su posición estratigráfica (Schlaepfer, 1968).

**La Sierra de Chichinautzin.** Se compone por derrames de lava y depósitos volcanoclasticos de composición andesítica y basáltica, también se han encontrado depósitos fluviales. Fries (1960) le asignó una edad Plio-Pleistocénica; Mooser et al. Encontraron polaridad magnética normal (Brunhes) y le asignaron una edad más reciente que 700 000 años. Bloomfield (1975), mediante fechamientos isotópicos empleando  $^{14}\text{C}$ , encontró edades que varían entre  $38\ 590 \pm 3210$  años y  $8\ 440 \pm 70$  años.

Al sur de la Sierra Chichinautzin se localiza el Tepozteco formado por pequeños depósitos de lahares con fragmentos andesíticos del tamaño de arenas, a estos se les ha asignado una edad miocénica estimada gracias a su posición estratigráfica.

Las diferentes unidades litológicas que se han mencionado tienen gran influencia con las características químicas de las aguas que constituyen los principales acuíferos del Valle de Cuernavaca. Las recargas de estos acuíferos ocurren principalmente en las Sierras de Chichinautzin, en la Sierra de las Cruces, en el Tepozteco y en la Sierra Nevada. El agua de lluvia al precipitarse sobre estas zonas se infiltra rápidamente gracias a la enorme cantidad de fracturas presentes en las rocas volcánicas.

## **GEOLÓGIA ESTRUCTURAL**

En el área de estudio existen estructuras que son la consecuencia de un evento tectónico compresivo (Orogenia Laramide) y 6 fases tectónicas distensivas con un respectivo volcanismo asociado. En la Fig. 5.4 Se presentan las principales estructuras que se encuentran dentro del Valle de Cuernavaca

Las principales estructuras en el área son pliegues en las rocas cretácicas, desarrollados entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano, así como fallas producidas durante y después del plegamiento antes de comenzar el depósito de los sedimentos del Grupo Balsas. El resto de las estructuras importantes son fallas y fracturas pertenecientes a cinco fases distensivas, asociadas al volcanismo de la última etapa del arco magmático de la sierra Madre Occidental y al desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano

### ***Pliegues***

Los pliegues que se han distinguido dentro del área estudiada, presentan un rumbo norte, con excepción del pliegue Ticumán, el cual presenta un rumbo NNE entre Ticumán y Tepoztlán. La mayor parte de los pliegues del Estado de Morelos son relativamente cortos y buzan por sus dos extremos (Fries, 1960). El anticlinal de Ticumán es una de las estructuras más largas con 40 km. De longitud aflorante.

Los pliegues de la región por lo general se encuentran curvados a lo largo de su rumbo, algunos pliegues son irregulares como el de Ticumán que se encuentra recumbente y se convierte en un pliegue normal amplio hacia el sur.

La orientación predominante de los pliegues de la región es casi NNW, mientras que el anticlinal de Ticumán se orienta hacia el NNE en su parte más septentrional.

Según Fries (op. cit.) los pliegues se originaron como consecuencia de una compresión subcortical profunda, que en la superficie se expresa por fuerzas opuestas que actuaron en direcciones este-noreste y oeste-suroeste.

Existen otros factores que contribuyeron al plegamiento irregular presente en esta región. El primero fue la delgadez relativa de la Formación Mexcala, la cual se erosionó durante el plegamiento en las partes levantadas. Esta falta de una cubierta sedimentaria gruesa, permitió que se formaran estructuras secundarias aberrantes, la segunda fue la presencia de anhidrita en la base de la Formación Morelos, como lo atestigua el la perforación profunda en el anticlinal de Ticumán (PEMEX, 1973 en Lopez-Ramos 1981). El efecto de la anhidrita, fue el de fomentar el despegue ("decollement"), como puede haber sucedido con el anticlinal de Ticumán.

### ***Fallas y Volcanismo***

Son escasas las fallas a las que se les a podido asignar una edad, la mayor parte de las que se encuentran en la zona de estudio presentan desplazamiento vertical, algunas de ellas también presentan movimiento lateral. Las fallas más antiguas que se han reconocido (Fries, 1960), son las que atraviesan rocas cretácicas y que no afectan a las unidades terciarias. Otras fallas más recientes, son las que cortan al Grupo Balsas, otras a las rocas volcánicas del Mioceno y otras a toda la columna hasta la Formación Cuernavaca.

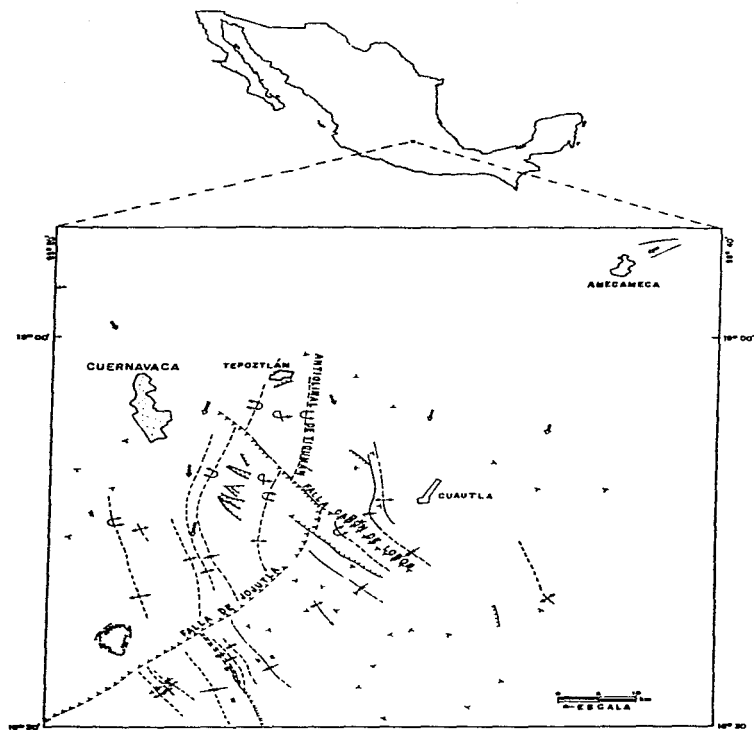


Fig. 5.4 Mapa geológico-estructural. Principales estructuras geológicas del Valle de Cuernavaca.

La falla más antigua reconocida es la falla de Jojutla (Fig. 5.4) (Fries, op. cit.), esta presenta un rumbo NE y se extiende por aproximadamente 35 km, el salto que presenta se le ha estimado una longitud de entre 600 y 800 m, otra falla antigua llamada Falla del Cañón de Lobos (Fig. 5.4) (Fries, op. cit.), tiene rumbo NW y atraviesa al anticlinal de Ticumán a (Fig. 5.4) la altura del poblado de Progreso, se continúa hacia en NW y hacia el SE aunque se encuentra cubierta por unidades del Terciario, a esta falla se le ha asignado un salto de 1 500 m (Fries, op. cit.) y también presenta un desplazamiento lateral derecho como se observa en las estrías. En el flanco occidental del anticlinal de Ticumán se pueden observar numerosas fallas relativamente pequeñas orientadas tanto al noroeste como al noreste. Estas fallas probablemente pertenecen al mismo periodo de formación de las dos anteriormente descritas el resto de las fallas que se pueden observar en la Fig. 5.4 Son consecuencia de las 6 fases tectónicas que dieron origen a fallas y volcanismo en la región las cuales se describen a continuación.

#### ***Fase 1***

A esta fase se asocian las fallas que afectan a las rocas cretácicas que se describieron anteriormente

#### ***Fase 2***

Durante este periodo, ocurrió la erupción de la Riolita Tilzapotla, contemporánea al volcanismo ignimbritico de la Sierra Madre Occidental, por lo que podría considerarse como el extremo suroccidental de dicha secuencia volcánica (Pasquare et. al., 1987).

#### ***Fase 3***

A esta pertenecen algunas fallas reconocidas en la porción suroccidental del Estado de Morelos, cuyo rumbo es NNE, así como el volcanismo miocénico que originó a los Grupos Ixtlico, Tepexco, Buenavista y rocas volcánicas del Mioceno en los que es difícil distinguir la orientación y tipo de estructura volcánica a la que pertenecen. Posiblemente durante las primeras etapas de esta fase se acumuló la Formación Tepoztlán.

#### ***Fase 4***

Durante esta fase se llevó a cabo la formación de la Sierra Zempoala que se orienta al NNW, no se han reconocido fallas en el área de estudio, sin embargo esta sierra se formó de manera similar a la Sierra de las Cruces que se orienta en las direcciones principales de fracturamiento.

#### ***Fase 5***

El volcanismo del Pleistoceno Temprano que es el que caracteriza a esta fase no aflora en el área de estudio, no obstante algunos alineamientos en la Sierra de Zempoala señalan la orientación de las fracturas de esta fase. Es muy probable que el basculamiento de la Formación Tepoztlán hacia el norte haya sucedido en este periodo.

#### ***Fase 6***

Caracterizada en la región por un volcanismo monogenético muy intenso, el cual se emplazó siguiendo fracturas de tensión que se encuentran sepultadas bajo dichos productos igneos. Se considera que el espesor máximo del material emitido en la Sierra Chichinautzin es de aproximadamente 1 800 m (Fries op. cit.).

Desde el punto de vista geohidrológico, los eventos tectónicos anteriormente descritos tienen mucha importancia en este trabajo, ya que la zona de recarga se encuentra en una zona altamente fracturada, así mismo el acuífero de las unidades calcreas cretácicas está influido de manera importante por los pliegues, diaclasas y fallas que han favorecido el Desarrollo del Karst.

La disposición de las coladas lávicas de la Formación Chichinautzin y las fracturas de enfriamiento, favorecen la infiltración y la circulación del agua subterránea hacia el Sur del valle.

Por otro lado las principales estructuras que se encuentran en el Valle de Cuernavaca, como lo son los pliegues y fallas de cañón de Lobos, así como las fallas de Jojutla y el anticlinal de Ticuman actúan como una barrera hidrológica que divide a los acuíferos tanto del este como del oeste del valle, lo cual demostraremos mas adelante mediante el empleo de técnicas geoquímicas e isotópicas.

#### **GEOHIDROLOGÍA DEL VALLE DE CUERNAVACA**

El área estudiada, en su mayor parte dentro del Estado de Morelos, en la zona norte queda comprendida en la porción meridional de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Mexicano y la zona sur en la parte septentrional de la Sierra Madre del Sur. Los valores medios anuales de precipitación varían entre 800 y 1 800 mm, la temperatura entre 9.7 y 24°C, la evapotranspiración entre 273 y 980 mm (Vázquez-Sánchez, 1987); la distribución de estos parámetros climatológicos manifiesta un control orográfico sobre los mismos, es decir, los valores más altos se presentan en las partes de mayor altitud y viceversa.

El acuífero de mayor importancia en la parte norte del Valle de Cuernavaca está formado por un conglomerado semiconsolidado del Pleistoceno con locales intercalaciones de cenizas volcánicas y lapilli, su espesor máximo es de 500 m (TACSA-SARH, 1981) y se encuentra en unas capas de paleocanal del pleistoceno, cerca de la Sierra de Zempoala estos sedimentos aluviales se encuentran intercalados con brechas volcánicas, aglomerados y tobas. Parte de este acuífero es del Cuaternario y se trata de flujos basálticos cavernosos y fracturados que localmente se encuentran intercalados con cenizas volcánicas, lapilli y aluvión, este es un acuífero libre. Flujos basálticos de 75 m de espesor (TACSA-SARH, 1981) provenientes de la Sierra Chichinautzin fueron depositados sobre los sedimentos pliocénicos del paleocanal. La existencia de manantiales (El Túnel, Chapultepec, y el Salto de San Antón) drenando los flujos basálticos expuestos, indican un decremento en la permeabilidad de los depósitos aluviales y piroclásticos del Plioceno. Datos hidráulicos de pruebas de bombeo (Servicios Geológicos S.A., 1970) indican que la mayor permeabilidad se presenta en las rocas basálticas expuestas, originadas en la Sierra de Chichinautzin.

Algunos estudios se han encaminado a determinar las principales características hidrológicas de los Valles de Cuernavaca y Cuautla (Cortés y Farvolden, 1988; CAVM-SARH, 1987; Jaimes et al, 1989; Niedzielski, 1994; Bendig, 1995), ellos incluyen datos geoquímicos e isotópicos y datos de gradiente hidráulico; (fig. 4). De acuerdo a los



resultados, las recargas de los acuíferos tienen lugar en las serranías que se encuentran en los alrededores del valle. La recarga en la Sierra de Chichinautzin toma lugar en las lavas basálticas y andesíticas lajeadas que la conforman, de alguna manera estas fracturas alcanzan a las formaciones cretácicas que se encuentran sobreyacidas por las unidades volcánicas del Chichinautzin, para de esta manera recargar a los acuíferos calcáreos del valle, así como a los acuíferos que se encuentran en las rocas sedimentarias no carbonatadas, que también se encuentran sepultadas por el Grupo Chichinautzin. Datos de pozos (Bendig, 1995), indican que las aguas de recarga fluyen hacia la parte central del valle entre los contactos de los conglomerados y los basaltos.

#### **UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS**

De acuerdo a las características hidrogeológicas observadas en las unidades litoestratigráficas, que afloran en el área, es posible agruparlas de la siguiente manera

##### ***Calizas y Dolomías del Cretácico.***

Se agrupan de esta forma, las formaciones Morelos, Cuautla y Xochicalco, considerando que presentan características hidrogeológicas similares.

La principal característica que presentan las formaciones aquí agrupadas es su alta permeabilidad, debida a la disolución de las calizas y dolomías que las conforman, por lo cual es común el desarrollo de karst.

La secuencia de calizas plegadas y afalladas de la Formación Cuautla Y Morelos constituyen un acuífero kárstico regional, los manantiales que se presentan en estas formaciones presentan una descarga de  $1\text{ m}^3/\text{s}$ . Dos picos estacionales están identificados en algunos manantiales de la zona, como por ejemplo El Túnel y Las Fuentes, en donde el primero se ha correlacionado con un flujo rápido a través de espacios abiertos y el segundo con un flujo lento que cruza a través de fracturas profundas (Servicios Geológicos S.A., 1970; Niedzielki, 1993). En el Valle de Yautepec, el pozo Ticumán cortó a las calizas cretácicas dando un espesor de 700 metros (López, 1979). El acuífero calcáreo es confinado en la parte norte del valle, pero se vuelve libre donde las unidades de caliza afloran en la parte sur de la Sierra de Chichinautzin, formando una extensa serranía con una dirección norte-sur. Los depósitos marinos de anhidrita en el miembro inferior de la Formación Morelos (900 metros de espesor medidos en el pozo Ticumán reportado por López en 1979), pueden funcionar como el acuitador inferior para el acuífero calcáreo. Las arcillas presentes en la Formación Xochicalco pueden funcionar como la roca sello inferior del acuífero calcáreo.

La secuencia flysch de origen marino del Cretácico Superior de la Formación Mexcala, compuesta por lutitas y areniscas arcillosas, actúan como la roca sello superior del acuífero calcáreo. La facies detrítica del Grupo Balsas constituida por lutitas con lentes evaporíticos y el conglomerado calizo arcilloso cementado por calcita y óxido de hierro, también actúa como roca sello para el acuífero calcáreo.

Esta unidad ocupa prácticamente toda el área de estudio, pero la extensión de sus afloramientos se distribuye de la siguiente manera:

FORMACIÓN	ÁREA	ESPESOR	TIPO
Formación Xochicalco	10 km <sup>2</sup>	500m	Roca Sella
Formación Morelos	88 km <sup>2</sup>	400-900m	Acuífero
Formación Cuautla	105 km <sup>2</sup>	100-750m	Acuífero
Formación Mexcala	22 km <sup>2</sup>	0-1200m	Roca Sella

La Formación Xochicalco, tiende a desarrollar menos conductos por disolución, ya que presenta un porcentaje muy alto de sílice, por otra parte, las Formaciones Morelos y Cuautla, se comportan de manera similar, con la salvedad de que la formación Cuautla es más permeable en sus facies biostromiferas que la Morelos, que en general tiende a ser más fina y presenta mayor dolomitización, por último, la Formación Mexcala, que aquí se considera como poco permeable, es posible que actúe como confinante en algunos sitios

#### **Rocas Volcánicas del Terciario**

Se incluyen aquí todas las rocas volcánicas pertenecientes a las siguientes unidades: Rocas Volcánicas del Mioceno, Riolita Tilzapotla y afloramientos de la Formación Zempoala en las regiones altas de la Sierra del mismo nombre, que tienen permeabilidad localizada, es decir, debida al patrón de fracturamiento, a la persistencia de las fracturas y a los materiales con los que se encuentran intercaladas en la mayor parte de los casos

El afloramiento más importante de esta unidad, es la formación Zempoala. La importancia de esta unidad dentro de los sistemas acuíferos aquí considerados, es que dada su permeabilidad y su posición estratigráfica, actúa como zona favorable para la recarga del acuífero granular constituido por la parte piroclástica de la Formación Zempoala y la formación Cuernavaca, que juntas forman el abanico volcánico-aluvial del sector noroccidental del área

El área, espesor y clasificación de las formaciones pertenecientes a las rocas volcánicas del Terciario se presenta en el siguiente cuadro.

FORMACIÓN	ÁREA	ESPESOR	CLASIFICACIÓN
Afloramientos superiores de la Formación Zempoala	70 km <sup>2</sup>	800m	Acuífero
Rocas volcánicas del Mioceno	2 km <sup>2</sup>	Decanónico	Acuífero
Riolita Tilzapotla	1.5 km <sup>2</sup>	250 m	

#### **Formación Chichinautzin (Basaltos Fracturados Cavernosos)**

Se agrupan en esta unidad, todas las rocas pertenecientes a la unidad litoestratigráfica del mismo nombre, es donde la permeabilidad se debe esencialmente a las fracturas de enfriamiento, a las vesículas interconectadas y tubos volcánicos que le dan un carácter de cavernoso al basalto. Estos basaltos con sus respectivas intercalaciones de piroclastos son muy importantes en el área de estudio, además de que dan origen a manantiales perennes de caudales importantes, que por lo general, se presentan en el contacto de los basaltos pertenecientes a esta unidad, con los conglomerados y arenas tobáceas de la formación Zempoala. Adicionalmente ha esto y de mucha relevancia es el

hecho de que constituyen la zona de recarga principal, debido a que esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en la Sierra Chichinautzin.

#### ***Acuifero Granular***

Se consideran dentro de esta unidad hidrogeológica, los depósitos piroclásticos de la Formación Zempoala y los abanicos aluviales de la Formación Cuernavaca interdigitados entre sí, y todos los materiales con posición estratigráfica similar (Material Clástico Antiguo). Este es el acuifero más importante de los que se encuentran en el área, por ser el más explotado y por tener el mayor número de captaciones (pozos y norias), por consiguiente es el que más se ha estudiado. Considerando adicionalmente, que es un medio poroso en el que es posible aplicar las técnicas tradicionales de la geohidrología.

Esta unidad se extiende principalmente en la parte centro-occidental del área, donde forma parte de un abanico volcánico-aluvial entrelazado e interestratificado con tobas, que se distribuyen radialmente a partir de la Sierra Zempoala. Su superficie aproximada es de 540 km<sup>2</sup>, en la parte que corresponde a las Formaciones Zempoala y Cuernavaca propiamente, y de 25 km<sup>2</sup> para los depósitos clásticos antiguos. Su espesor es variable 200 a 300 m. El cual se adelgaza progresivamente hacia el sur, en donde solo alcanza dos metros de espesor en algunos lugares. Por su parte el material clástico alcanza 100 m como espesor máximo. Ambos depósitos se consideran acuiferos. Tanto el material clástico antiguo como las Formaciones Zempoala y Cuernavaca, presentan heterogeneidad vertical, debido a su carácter de depósito en un medio volcánico y sedimentario con intercalaciones de materiales de distinta granulometría. En el caso de la Formación Zempoala, también existe un cambio horizontal.

#### ***Formación Tepoztlán (Lahares y tobas del Terciario)***

Esta es una Formación de composición tobacea, aparentemente es de poca permeabilidad, no obstante, con el censo de SARH (1981), existen captaciones (pozos y norias) en el Valle de Tepoztlán, que extraen caudales unitarios entre 1 y 24 l/s. Por consiguiente, considerando la escasa distribución de esta unidad, se clasifica aquí como acuifero.

#### ***Aluvión del Cuaternario***

Se desconoce su espesor, así como sus características hidráulicas. Se considera acuifero ya que tiene algunas norias y pozos.

#### ***Unidades impermeables***

Se consideran aquí unidades impermeables o semipermeables, las intercalaciones de las secuencias flysch de la Formación Mexcala, que se cree actúa como confinante en los sitios donde están presentes. También se consideran de esta manera, algunos horizontes de conglomerado y de tobas cristalinas en la Formación Zempoala que se extienden hacia el Valle de Cuernavaca.

## **CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL VALLE DE CUERNAVACA (VI)**

En los capítulos anteriores hemos discutido algunas de las herramientas que se utilizan para el estudio de las aguas subterráneas, entre los que se encuentran, los isótopos, los geotermómetros, y las diferentes formas de caracterizar a las aguas, ya sea subterráneas ó superficiales, como son los diagramas de Stiff y Piper.

Para la realización de este trabajo se utilizaron los análisis químicos de 23 manantiales dentro del Valle de Cuernavaca. Su ubicación se muestra en la Fig. 5.1 del capítulo anterior. Las concentraciones químicas tomadas en estos manantiales se muestran en la Tabla 6.1.

En el Valle de Cuernavaca se localizan dos acuíferos principales, a uno de ellos se le conoce como el acuífero superior conformado por unidades volcánicas, y el otro el acuífero profundo, que consta de rocas carbonatadas del Cretácico.

El acuífero volcánico presenta flujos locales de menos de 40 años de infiltración. El acuífero calizo presenta un flujo regional profundo de norte a sur que se origina principalmente en la Sierra de Chichinautzin y en el menor grado en el volcán Popocatepetl y Sierra de Zempoala (Vazquez-Sanchez, 1989).

El manantial Tepoztlán es el que se encuentra más al norte del valle y como se puede observar en la Tabla 6.1 es el que presenta una menor concentración de Sólidos Totales Disueltos (STD). Lo cual se debe a que se encuentra muy cercano a la zona de recarga, debido a su localización el agua no ha recorrido gran distancia y el tiempo que ésta ha estado en contacto con la roca es poco como para que pueda disolver sales y minerales presentes en la roca, además, la temperatura superficial del manantial es de 18 °C demasiado baja como para poder disolver con mayor rapidez minerales presentes en la roca con la que está en contacto. Este manantial es alimentado por el acuífero volcánico dada las bajas concentraciones iónicas que presenta, a diferencia de los manantiales Oaxtepec e Itzamatlán que a pesar de estar muy cerca de Tepoztlán, presentan altas concentraciones principalmente en  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4$ , Ca y Mg, por lo que estos son alimentados por el acuífero calizo, de donde se puede disolver anhidrita, caliza y dolomita a bajas temperaturas.

Dentro del Valle de Cuernavaca existen distintas zonas en las que ocurre una mezcla entre el acuífero volcánico y el calizo, por lo que algunos manantiales varían en su contenido iónico con respecto a otros, pero en general se observan dos tendencias principales en el incremento de las concentraciones iónicas de los manantiales dentro del valle, lo cual discutiremos a continuación.

En los manantiales que fueron muestreados dentro del valle, se observa que existe una diferencia entre los que se encuentran en la región este y oeste del valle, ya que mientras los manantiales que se encuentran en el lado noreste del valle presentan altas concentraciones iónicas que paulatinamente disminuyen conforme se alejan de la zona de

**TABLA 6.1. CONCENTRACIONES QUÍMICAS MOSTRANDO LOS PRINCIPALES SÓLIDOS DISUELTOS PRESENTES EN LOS MANANTIALES MUESTREADOS DEL VALLE DE CUERNAVACA**

N	LOCALIDAD	pH	T°C	CONCENTRACIONES (mg/l)							
				K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SiO <sub>2</sub>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
01	TEJÓZTLAN	6.7	18.0	2.1	7.0	5.2	2.8	50.2	2.3	5.3	33.6
02	OAXTEPEC	6.7	26.0	15.6	25.9	141	111	78.2	90.9	7.7	62.8
03	TIZAMATHLAN	6.9	24.0	10.3	421	90.1	110	67.0	127.7	7.2	48.9
04	TEMXCO	7.0	24.0	11.8	23.2	31.3	14.4	78.3	15.6	14.5	22.0
05	SAN RAMON	7.3	20.0	3.5	11.9	22.1	39.5	44.1	205	14.8	351
06	PALO BOLERO	7.2	22.0	3.6	25.6	24.1	49.8	39.8	1071	7.2	44.7
07	OJO DE AGUA	7.4	26.0	2.7	59.7	10.5	22.5	35.0	45.3	6.6	25.4
08	SAN JUAN	7.4	30.0	2.1	165	11.3	7.9	19.0	211	4.9	27.2
09	LA FUNDICION	7.0	27.0	3.7	261	17.0	54.5	41.6	6.89	10.3	22.8
10	LAS HUERTAS	7.3	29.5	7.6	219	33.4	45.4	56.6	60.4	6.6	22.0
11	AGUA HEDIONDA	6.7	26.5	12.4	212	128	93	75.2	72.6	10.5	56.3
12	ATOTONILCO	7.3	35.5	4.3	15.9	53.8	41.7	60.5	47.7	14.0	19.7
13	LAS ESTACAS	7.2	23.0	12.9	160	29.1	58.8	130	377	19.7	328.8
14	AMECAMECA	7.7	6.0	1.6	10.2	5.4	8.5	150	39.6	0.7	76.5
15	EL ALMEAL	6.8	18.8	8.5	14.4	17.8	26.4	130	2.4	3.5	194.3
*16	941	7.3	20.0	1.72	13.60	18.90	17.70	1.10	3.30	4.54	17.8
*17	942	7.5	21.0	0.98	7.94	14.10	9.27	130	1.17	2.20	10.7
*18	943	6.9	23.0	21.91	74.43	37.96	25.10	130	74.60	36.60	255
*19	944	7.1	23.0	11.80	35.90	30.90	30.50	130	35.20	31.50	250
*20	945	7.6	14.0	1.46	4.78	9.16	5.44	130	6.95	1.19	6.4
*21	946	7.2	22.0	3.93	34.60	20.33	15.20	130	21.00	10.20	19.8
*22	947	7.2	16.0	1.58	7.34	8.09	6.33	130	6.30	3.07	64.8
*23	948	—	19.0	1.61	34.70	13.80	6.50	130	4.47	1.29	16.6

\* (Tomados de Bendig, 1995).

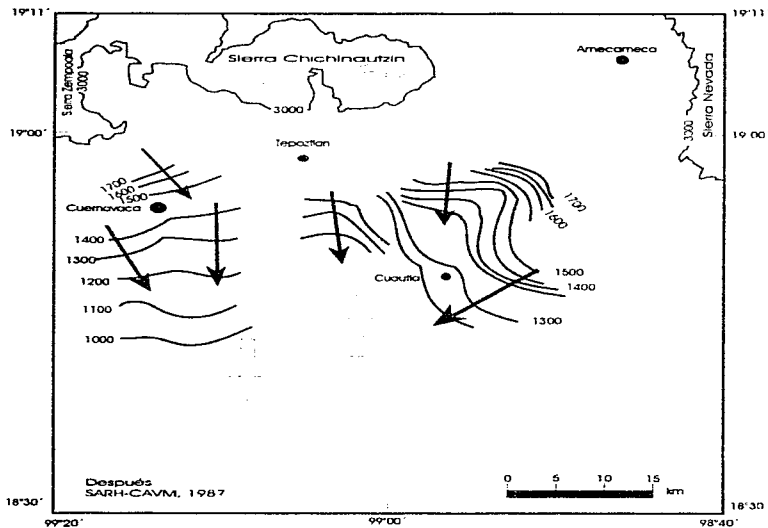
recarga, los que se encuentran en el lado noroeste presentan una baja concentración iónica y conforme se alejan de la zona de recarga comienzan a presentar un incremento en su concentración.

En la Fig. 6.1 se muestran los niveles piezométricos para el Valle de Cuernavaca, La dirección y el sentido de flujo del agua subterránea, así como las tendencias de incremento y decremento en las concentraciones de los manantiales.

Las concentraciones de los manantiales se graficaron con respecto a  $\text{SO}_4$  vs Ca,  $\text{SO}_4$  vs Mg y  $\text{HCO}_3$  vs Ca, (Fig. 6.2 6.3, 6.4). En estas gráficas no se aprecia con claridad la tendencia que presenta el flujo de aumento y decremento en concentración debido a la presencia de mezcla entre ambos acuíferos, así como con aguas de recarga locales. Con las concentraciones iónicas de los manantiales se realizó una interpolación y se observó una tendencia regional en ambos lados del valle. Se observó que con los manantiales presentes en el oeste del valle conforme más alejados están de la zona de recarga, mayores son las concentraciones iónicas en los manantiales, mientras que aquellos manantiales que se encuentran en el lado este presentan un decremento iónico conforme más se alejan de la zona de recarga (Fig. 6.5, 6.6, 6.7).

Esta diferencia entre la química de las aguas se debe a que a la cuenca del Valle de Cuernavaca la podemos dividir en dos cuencas secundarias, una localizada al este y otra al oeste. Estas se encuentran divididas por la Sierra de Cañón de Lobos en donde se presentan las fallas de Jojutla y Cañón de Lobos, y el anticlinal de Ticumán (Fries, 1960). Estas estructuras actúan como una barrera hidrológica impidiendo la comunicación entre los acuíferos de ambas cuencas. Además de esto cada subcuenca es alimentada por diferentes sierras. La que se encuentra en el este es alimentada principalmente por la Sierra de Chichinautzin y Nevada, mientras que la que se localiza en el oeste presenta su recarga en la Sierra de Zempoala y porción oriental de la Sierra de Chichinautzin.

Además de esto, el agua de recarga de la subcuenca este se infiltra rápidamente por medio de las fracturas de la Sierra de Chichinautzin, lo que hace que entren en contacto rápidamente con las rocas carbonatadas del Cretácico sobreyacidas por las lavas de la Sierra Chichinautzin. Un efecto contrario ocurre en la subcuenca oeste, en donde el agua de recarga captada principalmente en la Sierra de Zempoala, en donde gran parte del agua de lluvia no se infiltra, si no que corre superficialmente a lo largo de los depósitos aluviales de la Sierra de Zempoala y los depósitos clásticos de la formación Cuernavaca, que presentan una alta impermeabilidad, por lo que el agua no entra rápidamente en contacto con las rocas cretácicas que se encuentran bajo estos depósitos por lo que no disuelven carbonatos y sulfatos de las calizas y anhidritas que conforman a estas rocas. Debido a esto las concentraciones iónicas de los manantiales presentes en el noroeste del valle no presentan un alto contenido iónico de  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Ca y Mg. Esta agua entra en contacto con las rocas cretácicas en la parte central-oeste del valle, y es ahí donde comienza a presentarse un incremento iónico en el agua de los manantiales los cuales surgen cuando las rocas volcánicas desaparecen y afloran las rocas carbonatadas cretácicas, en donde se presenta un mezcla con las aguas que corren superficialmente. Aquellas aguas que logran infiltrarse en la Sierra de Zempoala y entran en contacto con las rocas cretácicas tienen una circulación



99°20' 99°00' 98°40'

Acotaciones de los niveles piezométricos y curvas de nivel en m.



DIRECCIONES DE FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA A PARTIR DE LAS ZONAS DE RECARGA.



INCREMENTO EN CONCENTRACIONES DE Ca, Mg,  $SO_4$  Y  $HCO_3$ .

Fig. 6-1. Gradiente hidráulico en el Valle de Cuernavaca.

profunda y se manifiestan en forma de manantiales en zonas alejadas del valle en donde se observa un incremento de  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4$ , Ca y Mg. La presencia de rocas impermeables en la parte norte del valle impiden que el agua que circula a profundidad se manifieste en forma de manantial.

En la gráfica de  $\text{SO}_4$  vs Ca (Fig. 6.2) podemos observar que los manantiales del Valle de Cuernavaca presentan cierta relación de incremento con respecto a estos iones, ya que los manantiales que se encuentran en la parte norte muestran bajas concentraciones de Ca y  $\text{SO}_4$  y los manantiales que se encuentran en el sur del valle presentan altas concentraciones. Lo anterior se debe a que el acuífero calizo de circulación profunda entra en contacto con las anhidritas de la Formación Moretos y conforme éste se manifiesta más al sur, las concentraciones iónicas con respecto a Ca y  $\text{SO}_4$  son cada vez mayores. Las concentraciones iónicas que presentan en general los manantiales que se encuentran en el noroeste del valle son bajas y paulatinamente mayores conforme estos se manifiestan en zonas más al sur del valle. Por lo tanto podemos delimitar la presencia del acuífero volcánico solo a la parte noroeste como un acuífero local, y al acuífero calizo de presencia regional y más profundo que el volcánico, el cual aflora en las partes centro y sur del valle principalmente.

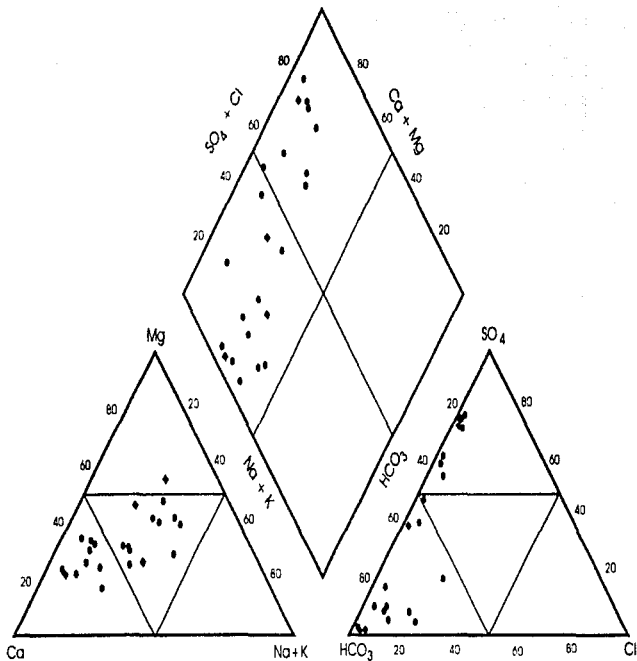
Con las concentraciones observadas en los manantiales del Valle de Cuernavaca se obtuvieron los diagramas de Stiff (Fig. 6.8) para cada uno de los manantiales muestreados y se nota la presencia de dos familias de aguas: 1. Las de bajo contenido iónico al norte y 2. las de altas concentraciones al sur. Además de esto, se observan dos familias de aguas, una al este y otra al oeste de la cual y hemos hablado.

Además se obtuvieron los diagramas de Piper (Fig. 6.9) para clasificar que tipo de agua presenta cada manantial, se observó que las aguas descargadas por los manantiales que se encuentran en el Este del valle son principalmente sulfatadas, bicarbonatadas y en menor cantidad sódicas y cálcicas. Mientras que el contenido iónico de las aguas de los manantiales que se encuentran en el lado oeste del valle es mucho menor que las anteriores. Para poder ver mejor la existencia de estas dos familias de aguas se pueden observar las Fig. 6.5, 6.6 y 6.7.

Se realizó un modelado de equilibrio de especies disueltas (utilizando el programa Wateq) Tabla 6.2, para conocer cuáles serían los minerales que a partir de las concentraciones presentes en las aguas de los manantiales podrían depositarse y se encontró que la mayoría de los manantiales muestreados no se encuentran en equilibrio químico con cuarzo y halita; pero si se encuentran cercanas al equilibrio con calcita, aragonita, dolomita, anhidrita, yeso, calcedonia y cristobalita, esto demuestra que el agua subterránea está circulando principalmente a través de las rocas cretácicas y en menor grado con las rocas volcánicas. En el caso de la anhidrita y el yeso no están en equilibrio con todos los manantiales, principalmente con aquellos que se encuentran en la parte norte del valle. El caso del manantial de Amecameca es especial y lo trataremos más adelante.

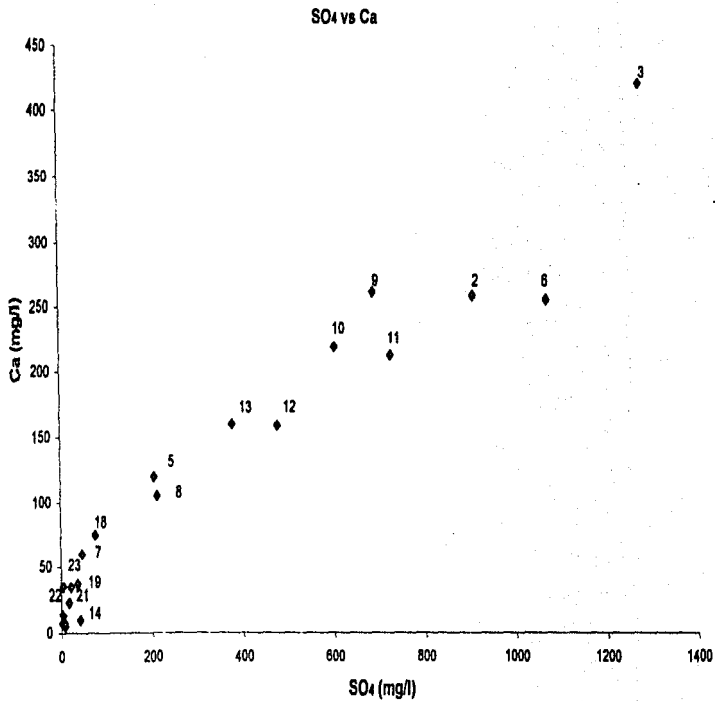






- No variszadas
- Variszadas

Fig. 6.9 Diagrama de Piper para los minerales muestreados del Valle de Cuamavaca.

Fig. 6.2 Gráfica de SO<sub>4</sub> vs Ca.

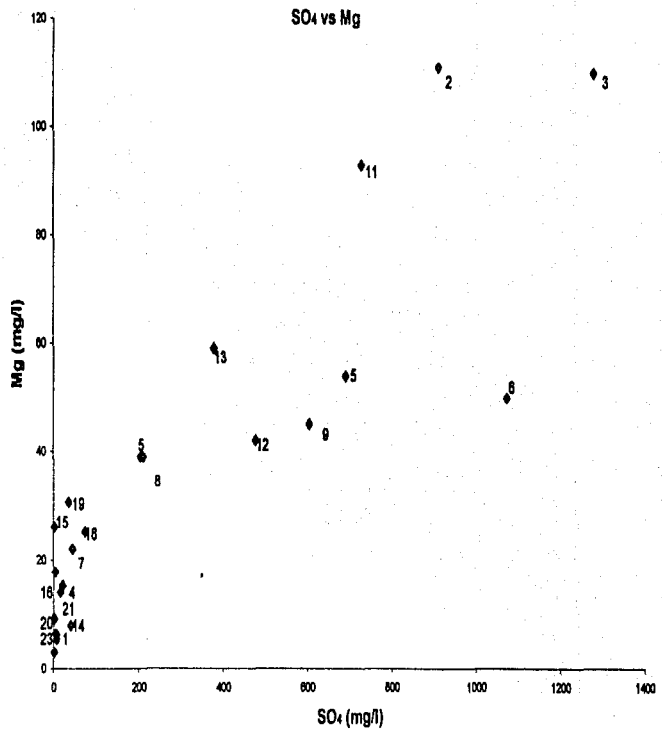


Fig 6.3 Grafica SO<sub>4</sub> vs Mg

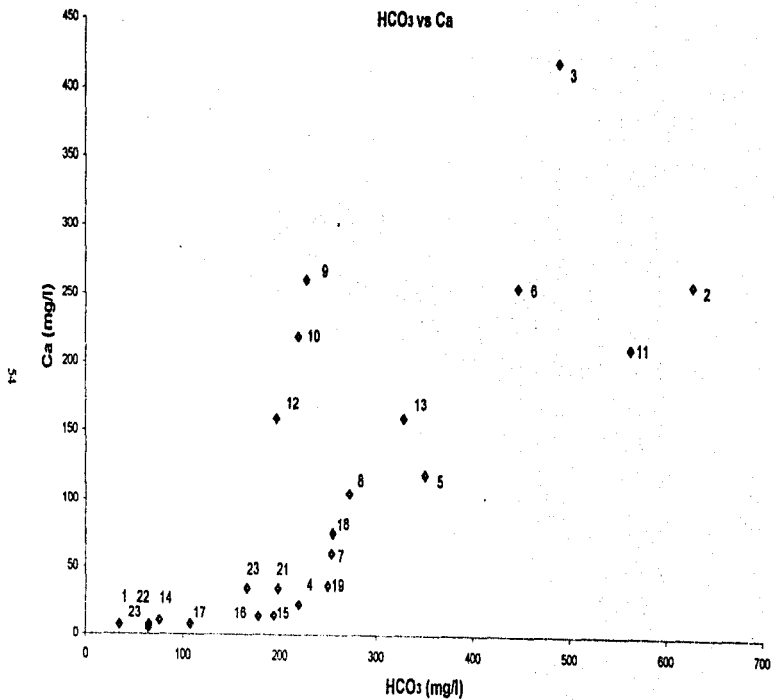


Fig. 6.4 HCO<sub>3</sub> vs Ca

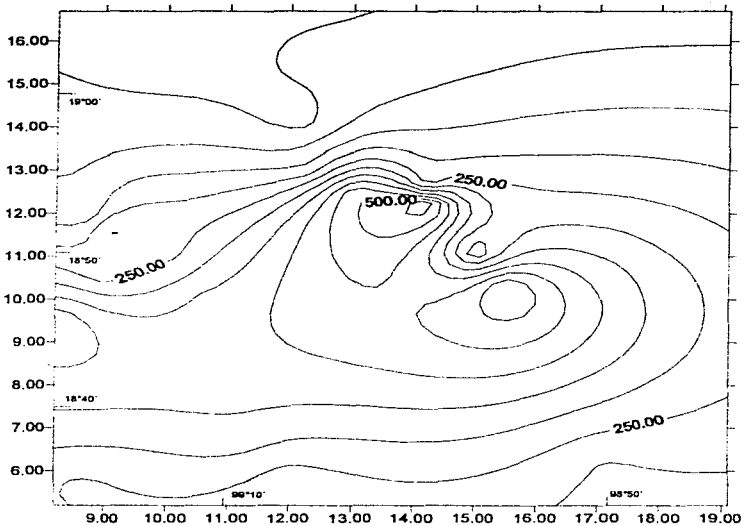


Fig. 6.5

**BICARBONATO (mg/l)**

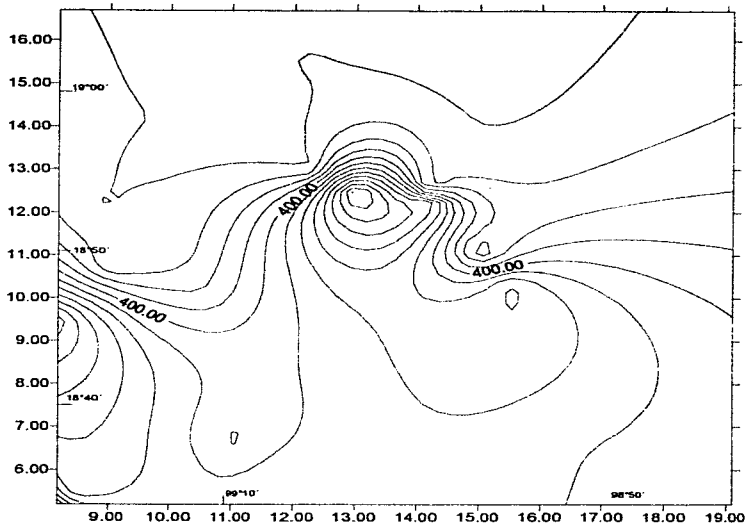


Fig. 6.6

**SULFATO (mg/l)**

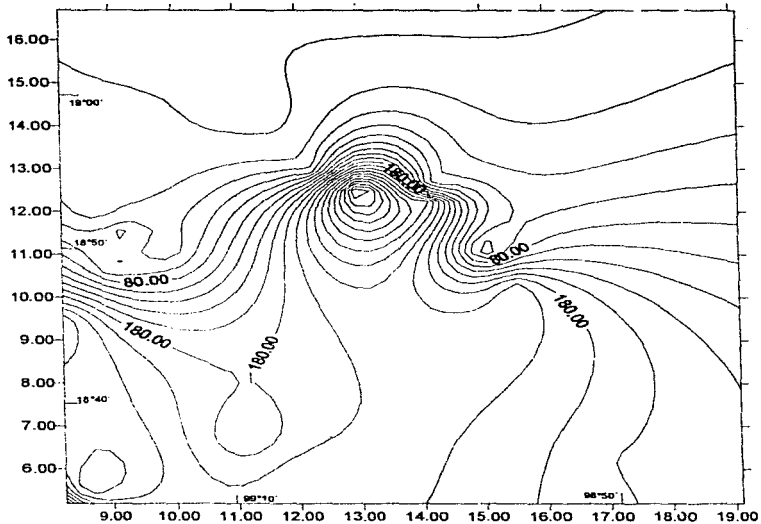


Fig 6.7

**CALCIO (mg/l)**



Después de conocer cuales son las rocas que actúan como acuífero y que iones son los que se encuentran en mayor cantidad presentes en el agua de los manantiales del Valle de Cuernavaca, así como de saber cuales son los minerales que se encuentran en equilibrio, se calcularon los geotermómetros de (K/Mg), anhídrita, yeso calcdonia, y el geotermómetro isotópico  $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O})$ , para conocer cuales son las temperaturas a profundidad de los manantiales los resultados que se obtuvieron se muestran en la Tabla 6.3

Para hacer el cálculo de la temperatura de un sistema a profundidad utilizando geotermómetros es necesario que exista equilibrio químico entre agua-roca para que de esta manera se obtengan temperaturas reales, de lo contrario se obtendrán valores erróneos.

Tabla 6.2 Minerales que presentan equilibrio químico con base en las concentraciones de los manantiales del Valle de Cuernavaca.

Manantial	INDICES DE SATURACIÓN CALCULADOS PARA MINERALES SELECCIONADOS CON EL PROGRAMA WATEQ									
	A	H	C	D	E	F	G	I	J	
01	-3.96	-2.51	-2.36	0.53	0.61	-4.92	-3.92	-9.07	-3.06	-1.04
02	-0.46	0.00	0.15	0.63	0.69	0.21	-0.51	-7.62	-0.42	-1.11
03	-0.19	0.23	0.38	0.59	0.65	0.44	-0.22	-7.85	-0.42	1.07
04	-2.74	-0.89	-0.74	0.65	0.71	-1.38	-2.71	0.06	-3.06	1.04
05	-1.19	0.13	0.27	0.45	0.52	0.28	-1.18	-8.07	-1.13	1.13
07	-1.94	-0.02	0.12	0.28	0.34	0.08	-1.98	-8.74	-0.52	0.76
08	-1.14	0.21	0.35	0.03	0.02	0.58	-1.22	-8.87	-0.25	0.43
09	-0.47	-0.05	0.09	0.33	0.39	-1.19	-0.52	-8.39	-0.78	0.81
10	-0.54	0.21	0.35	0.45	0.50	0.34	-0.62	-8.29	-0.51	0.91
11	-5.84	-0.08	0.06	0.61	0.67	0.05	-0.63	-7.52	-0.50	1.08
12	-0.68	0.14	0.28	0.41	0.45	0.32	-0.82	-7.77	-0.43	0.85
13	-0.87	0.11	0.25	ND	ND	0.33	-0.89	-7.85	-0.42	ND
15	-3.79	-1.40	-1.26	ND	ND	-2.06	-3.77	-8.75	-1.29	ND
941*	-3.63	-0.94	-0.79	ND	ND	-1.26	-3.62	-8.61	-0.96	ND
942*	-4.32	-1.14	-0.99	ND	ND	-1.70	-4.24	-9.04	-1.19	ND
943*	-1.71	-0.50	-0.36	ND	ND	-0.94	-1.73	-7.25	-1.08	ND
944*	-2.28	-0.58	-0.44	ND	ND	-0.71	-2.29	-7.58	-0.77	ND
945*	-3.71	-1.57	-1.42	ND	ND	-2.65	-3.63	-9.46	-1.71	ND
946*	-2.46	-0.59	-0.44	ND	ND	-1.01	-2.47	-8.24	-1.06	ND
947*	-3.56	-1.75	-1.60	ND	ND	-3.11	-3.51	-9.12	-1.99	ND
949*	-1.90	-0.08	-0.07	ND	ND	-0.43	-1.88	-8.73	-0.99	ND

A= anhídrita, B= aragonita, C= calcita, D= calcdonia, E= cristobalita, F= dolomita, G= yeso, H= halita, I= magnesita, J= cuarzo.

\* (Concentraciones tomadas de Bendig, 1995)

Las temperaturas calculadas con el geotermómetro de yeso no son muy confiables debido a que a profundidad en el Valle de Cuernavaca no existen yesos, éstos se encuentran aflorando como unidades más jóvenes, a profundidad lo que se presentan son las anhídritas que se encuentran en la base de la Formación Morelos. El geotermómetro de (K/Mg) da temperaturas muy elevadas debido a que no se encuentra en equilibrio lo cual lo podemos ver en el triángulo de Giggenbach (1988) (Fig. 6.14). Debido a esto no podemos utilizar geotermómetros alcalinos es decir (K, Mg, Ca) y (K/Mg). Los geotermómetros que si podemos utilizar para el cálculo de las temperaturas son el de calcdonia, ya que los manantiales del valle si se encuentran en equilibrio con calcdonia (Tabla 6.2) y este es un geotermómetro recomendado para emplearse en los que las temperaturas son

menores a los 190°C, el de anhidrita (para aquellos manantiales con los que presente equilibrio) (Tabla 6.2) y el isotópico de sulfato-agua. Las temperaturas obtenidas con estos geotermómetros fueron menores a los 100°C. Para el geotermómetro de anhidrita hay manantiales que dan temperaturas muy elevadas mayores a los 200°C y para otros se obtuvieron temperaturas menores a los 100°C. Esta diferencia se debe a que aquellos que no presentan equilibrio dan temperaturas muy elevadas que no concuerdan con las demás y aquellos que sí presentan equilibrio determinan temperaturas menores a los 100°C las cuales sí concuerdan con las de calcedonia y con las del geotermómetro isotópico.

En la Tabla 6.3 podemos observar los resultados obtenidos por los diferentes geotermómetros empleados. Las temperaturas que se determinaron en la mayor parte de los manantiales varían en 30°C, esta diferencia no es excesiva si consideramos que los geotermómetros proporcionan valores con un rango de error de  $\pm 10^\circ\text{C}$ .

Tabla 6.3 Temperaturas calculadas con geotermómetros.

GEOTERMÓMETROS (°C)						
MANANTIAL	Calcedonia	Cristobalita	I (K/Mg)	I (Yeso)	I (Anhidrita)	$\alpha^{35}\text{O}/\text{SO}_4$
01	72	52	375*		274*	
02	96	73	225*		27	38
03	87	65	228*		10	
04	96	75	365*		220*	
05	65	46	260*		95*	42
06	61	41	254*		24	46
07	55	36	284*		160*	
08	29	12	276*		95*	
09	62	42	294*	134	74	
10	78	57	299*	59	42	
11	94	71	214*	43	40	
12	82	60	198*	107	61	39
13	ND	60	389*	118	72	45
14	ND		331*		201*	142
15	ND		406*		254*	
01*	ND		209*		249*	
02*	ND		187*		280*	
03*	ND		433*		136*	
04*	ND		367*		174*	
05*	ND		260*		258*	
06*	ND		281*		180*	
07*	ND		281*		248*	
08*	ND		230*		226*	

\* (Concentraciones tomadas de Bendig, 1995)†

• No presentan equilibrio químico.

Sin embargo las diferentes temperaturas obtenidas con los geotermómetros empleados en este trabajo, indican que no existe un equilibrio químico total agua-roca, aunque sí existe equilibrio del agua con algunos minerales como se puede ver en la Tabla 6.2. El equilibrio no se llega a alcanzar en el Valle de Cuernavaca debido a que se presentan mezclas entre las diferentes aguas en el valle, ya sea entre los acuíferos volcánico y calizo, o por la entrada de aguas metéóricas a los acuíferos, lo que hace que se pierda el

equilibrio químico que se había logrado. Además de esto, el equilibrio químico no se alcanza de la misma manera entre los diferentes iones y minerales empleados, ya que unos alcanzan más rápido el equilibrio que otros lo cual también hace que varíen las temperaturas calculadas. En el caso del geotermómetro isotópico es necesario que exista un intercambio entre agua-roca para que pueda proporcionar un buen resultado y como se aprecia en la gráfica de la línea meteórica local (Fig. 6.10), no todos los manantiales presentan este fenómeno, ya que aun son aguas muy jóvenes por lo que sus valores isotópicos son similares a los del agua meteórica. Desafortunadamente no se pueden obtener más temperaturas con el geotermómetro isotópico para comparación debido a que no se cuentan con los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  del  $\text{SO}_4$  y  $\text{H}_2\text{O}$ . Además de presentar valores similares entre los geotermómetros de calcedonia y cristobalita, los manantiales Palo Bolero y San Ramón las temperaturas calculadas isotópicamente que son muy parecidas debido a que además de pertenecer al acuífero volcánico, estos manantiales se encuentran más alejados de la zona de recarga por lo que ya presentan un intercambio isotópico con la roca encajonante y el valor isotópico  $\delta^{18}\text{O}$  es diferente al del agua meteórica. Por lo tanto podemos decir que estos manantiales si presentan un equilibrio agua-roca.

Vázquez-Sánchez, et al (1989) realizó un estudio sobre geohidrología isotópica en los valles de Cuautla y Yauhtepec, en el cual se determinaron los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\text{H}_2\text{O}$ ),  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\text{SO}_4$ ), T,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta\text{C}-13$ ,  $\delta\text{C}-14$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  y se obtuvieron los siguientes resultados. Tabla 6.5

Tabla 6.5 Valores isotópicos en algunos manantiales del Valle de Cuernavaca

VALORES ISOTÓPICOS DE MANANTIALES DEL VALLE DE CUERNAVACA							
MANANTIAL	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{H}_2\text{O}$ )	$\delta^{18}\text{O}$ ( $\text{SO}_4$ )	$\delta\text{D}$	T	$\delta\text{C}-13$	$\delta\text{C}-14$	$\delta^{34}\text{S}$
01	-10.4		-74				9.7
02	-10.2	14.70	-72		5.8	5	16.8
04	-11.1		-78				
05	-10.8	13.30	-74	34+8			16.05
06	-10.3	13.93	-75				16.31
12	-9.9	15.70	-69	25 + 0.8	-7.7	58	15.4
13	-10.2	14.20	-71	7.3 + 0.6	-6.1	46	15.63
14	-10.2	2.40	-62				5.94
15	-10.3		-71	6.08	-7.4	18	10.00
02*	-10.61		-74.46				
03*	-10.92		-76.68				
04*	-10.70		-76.62				
05*	-11.00		-76.50	5.3			
06*				1.5			
07*	-10.12		-72.74				
08*	-10.29		-74.20				

(Tomados de Bendig, 1995)

Estos valores se graficaron para conocer cuál sería su posición en la Línea Meteorica Mundial, para determinar si es que existe algún intercambio isotópico de las aguas de los manantiales con respecto a los valores isotópicos del agua de lluvia del Valle de Cuernavaca (Fig. 6.10). En esta se observa como existe un ligero aumento con respecto al valor isotópico de  $^{18}\text{O}$ , lo cual es normal, ya que el agua subterránea al estar en contacto

con la roca tienen un intercambio isotópico, lo cual no ocurre con el D, por eso es que se observa un ligero corrimiento hacia la derecha.

A parte de esto, mediante los valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  medidos a partir de las concentraciones de  $\text{SO}_4$ , se determinaron valores que indican que el azufre presente en el agua de los manantiales del valle es producto de la disolución de la anhídrida y no se encontró una componente volcánica que esté afectando al agua de los manantiales muestreados en el Valle de Cuernavaca. Únicamente el manantial de Amecameca mostró una componente volcánica debido a su cercanía con el volcán Popocatepetl. Los resultados obtenidos en los cálculos de  $\delta^{34}\text{S}$  se presentan en la Tabla 6.5. es importante aclarar que los estudios isotópicos de azufre se tomaron únicamente con respecto al  $\text{SO}_4$  y no respecto al azufre total.

En la Tabla 6.5 se puede observar que las aguas subterráneas del acuífero calizo con altas concentraciones de sulfato disuelto, se agrupan con valores enriquecidos que fluctúan alrededor de +16 ‰ para  $\delta^{34}\text{S}$  ( $\text{SO}_4$ ) y de +14 ‰ a +16.8 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\text{SO}_4$ ). Estos valores son típicos de evaporitas marinas del Cretácico Krouse, en Fritz and Fontes (1980) (Fig. 6.11)

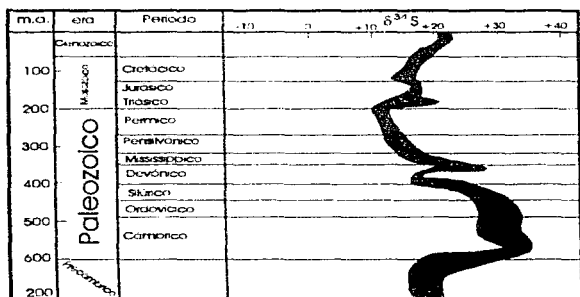


Fig. 6.11 Valores isotópicos del azufre en rocas evaporíticas en las diferentes eras geológicas. Después Kaplan (1975). Figura tomada de Hoefs (1980).

Mediante los valores de  $^{13}\text{C}$  podemos determinar que el Carbono que se encuentra en el agua del valle es producto de la disolución de calcita y no por la introducción de  $\text{CO}_2$

atmosférico, o por la generación biológica de bióxido de carbono proveniente de las plantas que se encuentran en el suelo.

Por otra parte la razón isotópica  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  presenta una variación en la naturaleza del orden de 100 ‰. Esta variación es el resultado del equilibrio y la cinética de los efectos del fraccionamiento.

Con base en los resultados obtenidos en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en algunos de los manantiales del Valle de Cuernavaca se infiere que provienen de un origen meteorico y que aún no muestran una firma isotópica que indique una fuerte interacción agua-roca, estos manantiales son los que se encuentran en la parte Norte del Valle alimentados por el acuífero volcánico además de que se encuentran cercanos a la zona de recarga. Existen otros manantiales que presentan un enriquecimiento con  $^{18}\text{O}$ . Estos son los que se encuentran más alejados de la zona de recarga y forman parte del acuífero calizo

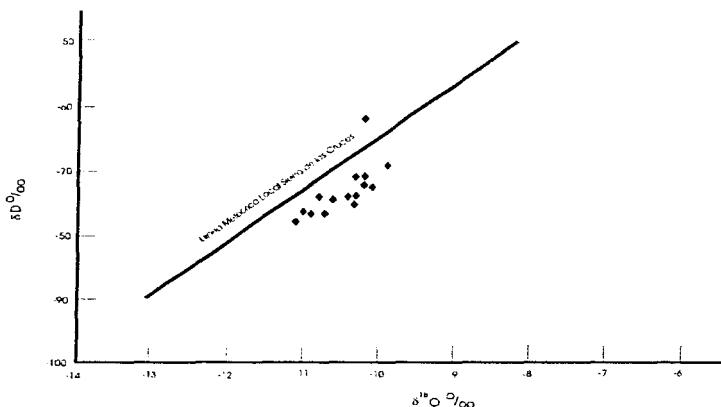


Fig. 6.10 Posición isotópica de algunos de los manantiales del Valle de Cuernavaca con respecto a la Línea Meteorica Local de la Sierra de las Cruces Tomado de: (Vázquez, S., et al. 1989).

## CONCLUSIONES

El Valle de Cuernavaca se encuentra rodeado de sierras volcánicas de gran altitud, las cuales consisten de aparatos volcánicos de gran tamaño. Algunas de estas sierras presentan alta porosidad secundaria por la gran cantidad de fracturas que presentan los depósitos lávicos. Estas fracturas son el principal camino que toma el agua meteórica para infiltrarse y recargar a los acuíferos que se encuentran en el valle. La Sierra de Chichinautzin conforma la principal zona de recarga para los acuíferos del valle y las Sierras de Zempoala y Nevada ubicadas al noroeste y noreste del valle respectivamente son zonas de recarga importante no sólo para el Valle de Cuernavaca sino que en el caso de Zempoala alimenta también al Valle de Toluca y México; y la Sierra Nevada a los valles de México y Puebla.

A partir de estas zonas de recarga se distribuye el agua meteórica hacia las partes centrales del Valle de Cuernavaca con un flujo norte-sur. Las aguas de lluvia que son captadas por la Sierra de Chichinautzin son conducidas por las fracturas hacia las rocas cretácicas que se encuentran sobreyacidas por las unidades volcánicas. De esta recarga se generan dos acuíferos principales: uno que se le conoce como el acuífero volcánico y otro conocido como el acuífero calizo. El primero es un acuífero local que se extiende desde las faldas de las Sierras Chichinautzin y Zempoala hasta la Ciudad de Cuernavaca. El segundo es de carácter regional y en la parte norte del valle está cubierto por las unidades volcánicas y aflora principalmente en las partes centrales y sur del valle, aunque también presenta algunos afloramientos en la parte norte y noreste del valle en donde se manifiestan manantiales como Oaxtepec, Itzamtitlán y Agua Hedionda entre otros.

Los manantiales que se encuentran en la parte noroeste del valle cercanos a la ciudad de Cuernavaca presentan concentraciones químicas bajas, las cuales aumentan conforme estos se presentan más al sur del valle. Los manantiales que se encuentran en el este del valle presentan altas concentraciones principalmente en  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ , Ca y Mg. Esta diferencia en las concentraciones iónicas en los manantiales se debe a que los que se encuentran en el este del valle entran rápidamente en contacto con las rocas carbonatadas y al ir avanzando hacia el sur del valle se mezclan con las aguas de recarga de la Sierra Nevada y de la Sierra de Lobos. Los manantiales que presentan altas concentraciones iónicas en el oeste del valle se encuentran en la parte central y sur del valle, los que presentan bajas concentraciones son los que pertenecen al acuífero volcánico.

Además de esto, las estructuras geológicas presentes en el Valle de Cuernavaca, como lo son la Falla de Jojutla, Falla de Cañón de Lobos y la estructura plegada conocida como Anticlinal de Ticumán actúan como una barrera hidrológica impidiendo la comunicación entre los acuíferos que se encuentran en el este y los que están en el oeste del valle.

Con base en las temperaturas calculadas con los geotermómetros de calcedonia, cristobalita, anhidrita y  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$ ) se obtuvieron temperaturas menores a los  $100^\circ\text{C}$ , mientras que con el geotermómetro de (K/Mg) se obtuvieron temperaturas superiores a los

200°C, incluso en algunas de 400°C y algunas temperaturas obtenidas con el geotermómetro de anhídrita indican temperaturas cercanas a los 200°C. Las razones por la que se obtienen temperaturas tan elevadas con el geotermómetro de (K/Mg) es debido a que estos iones no se encuentran en equilibrio con el agua como ya se demostró en el capítulo anterior, lo mismo sucede con las temperaturas elevadas que se calcularon con el geotermómetro de anhídrita en algunos puntos, ya que en los manantiales que se encontraron estas temperaturas no presentan equilibrio con la anhídrita y aquellos manantiales que sí presentan equilibrio con la anhídrita, indican una temperatura a profundidad menor a los 100°C, asimismo la calcedonia y la cristobalita se encuentran en equilibrio químico con el agua. Con base en esto podemos concluir que las temperaturas de los acuíferos del Valle de Cuernavaca son inferiores a los 100°C.

Los niveles piezométricos del valle se encuentran entre los 1500 y 1000 metros y el gradiente hidráulico a esa profundidad sería aproximadamente de 30 a 50°C, pero el gradiente geotérmico para el Valle de Cuernavaca y México es mayor debido a que han estado sometidos a actividad volcánica y tectónica recientemente, por esta razón se explican las temperaturas de 60 y 70°C de los manantiales, además de esto los geotermómetros tienen un error de  $\pm 10^\circ\text{C}$ .

Por otro lado los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  medidos a partir del  $\text{SO}_4$ , nos indican que el azufre que se encuentra presente en el agua de los manantiales es producto de la disolución de los yesos que se encuentran en la base de la Formación Morelos, y no por la presencia de una fuente magmática.

Los valores de  $^{13}\text{C}$  determinan que el C presente en el agua de los manantiales es producto de la disolución de calcita y no por la presencia de  $\text{CO}_2$  volcánico.

Con base en lo anterior no se puede determinar que no exista una fuente volcánica en el valle que afecte la temperatura de nuestros acuíferos, pero es muy posible que no sea así.

En el caso del manantial de Amecameca se encontró un valor isotópico de  $\delta^{34}\text{S}$  cercano al del azufre volcánico. Esto se debe a que este manantial se encuentra en las faldas del volcán Popocatepetl el cual se encuentra en actividad.

Finalmente, no queda más que decir que las técnicas geoquímicas son una excelente herramienta para conocer el comportamiento del agua subterránea, sólo que hay que tener mucho cuidado con su uso especialmente con los geotermómetros ya que se pueden determinar temperaturas irreales en los sistemas con los que se está trabajando y esto puede ser muy grave para estudios como los de exploración geotérmica.

Es importante que sigan realizando estudios isotópicos y geoquímicos en el Valle de Cuernavaca para tener mejor caracterizado el valle hidrológicamente.

También es importante mencionar que la geología es un factor muy importante para la investigación hidrológica, ya que la calidad y comportamiento del agua dependen en gran

parte de las rocas con las que entra en contacto durante su almacenamiento y movimiento subterráneo, por lo que es muy importante no desligar a la hidrología de la geología y hay que darle más importancia a los estudios geohidrológicos en las universidades en donde se imparten estas materias, así como también es importante la difusión de la cultura del agua en los niños para que no se desaproveche este recurso natural fundamental en la vida humana y animal.



## BIBLIOGRAFÍA

- Back, W., (1961). Techniques for mapping of hydrochemical facies U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-D. Pp 380-382.
- Bendig, G. L., (1995). Regional assessment of contamination susceptibility and possible protection strategies for the groundwater resources of the valley of Cuernavaca, Morelos, Mexico. MSc Thesis, University of Waterloo, Ontario, Canada. 133 pp
- Bloomfield, K., (1975) A late cuaternary monogenetic volcano in central in Central Mexico. Geol Rundschau, No. 64, p. 476-497
- Bohnenberger, T. O., (1955). Bosquejo Geológico a lo largo de la carretera Iguala Chilpancingo, Estado de Guerrero, UNAM. Tesis profesional inédida. 61 pp.
- CAVM-SARH (1987). Análisis de Flujo de aguas subterráneas del Valle de México, mediante Trazadores Isotópicos. Reporte Técnico CAVM-SARH-IGF. 80 pp
- Carrasco-Núñez, G (1985). Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis de Ing. Geólogo. Facultad de Ingeniería, UNAM
- Cortés, A. and Farvolden, R. N., (1989). Isotope Studies of Precipitation and Groundwater in the Sierra de las Cruces, México. Journal of Hydrology, No 107, p. 265-282.
- Cortés, A. Durazo, J. And Farvolden, R. N., (1997) Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity. Journal of Hydrology 198 P. 346-376.
- Craig, H., (1961). Isotopic variations in meteoric waters. Science 133. 1702-1703
- Craig, H., (1963). The isotopic composition of water and carbon in geothermal areas. Tongiorgi E (Ed) Proc Spoleto Nucl Geol, Spoloto.
- DeCzerna, Z. Ortega-Gutiérrez, F. and Palacios-Nieto, M. (1980). Reconocimiento Geológico de la Parte Central de la Cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Libro Guía de la Excursión Geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas (Gro., Pue.). V Convención Geológica Nacional 16-19 de Noviembre de 1980, México, D.F. 20-23.
- Domenico, P. A., (1972). Concepts and models in groundwater hydrology. Mc. Graw-Hill, New York.
- Fournier, R. O., (1981). Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering; Chap. 4 in Geothermal Systems: Principles and case histories. L. Ryback and L. J. P. Muffler eds., Wiley New York, p. 109-143.

- Fries, C. Jr. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región Central Meridional de México. Bol. Inst. de Geología, UNAM. v. 60, 236 pp.
- Freeze and Cherry, (1979). Groundwater, Prentice Hall, New York, 604p.
- Fritz, P. And J.Ch. Fontes., (1980). Handbook of environmental isotope geochemistry, v.1. The terrestrial Environment, A. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam-Oxford-New York.
- Giggenschach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L., and Truesdell, A. H., (1983). Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW Himalaya, India. Geothermics V.12, p. 199-222
- Giggenschach, W. F., (1987). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Pergamon Press Geochimica et cosmochimica acta, v. 52, pp. 2749-2765.
- Henley, R.W., Truesdell and Barton, P. B. Jr., with a contribution by Whitney J.A., Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. Reviews in Economic Geology. V. 1, 255 pp
- Hill, R. A., (1940). Geochemical patterns in Coachella Valley, California. Transactions, American Geophysical Union 21, 46-53 pp.
- Hoefs, J., (1980). Stable isotope geochemistry. Minerals and rocks. Second, completely revised and updated edition. 208 pp.
- IUPAC. (1992). Isotopic composition of the elements -1989. Pure and applied chemistry, 63: 991-1002.
- Jaimes-Palomera R. (1989). Tesis Para Obtener Titulo de Ingeniero Geólogo, Isótopos Ambientales Aplicados al Agua Subterránea de las Cuencas de los Rios Apatlaco y Yautepec, Estado de Morelos.Fac. Ingeniería, UNAM, p 63-73.
- Jaimes-Palomera, Cortés, A., Vázquez-Sánchez, E. Aravena, R., Fritz, P. and Drimmie, R. (1989) Geoquímica Isotópica del Valle de Cuernavaca, Estado de Morelos, México. Geofis. Int. v. 28 (2), 219-244.
- Krouse, H.R., (1980). Sulphur isotopic in our environmen. In: P Fritz and J.Ch. Fontes. Handbook of environmental isotope geochemistry, v. 1, The terrestrial Environment, A. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam-Oxford-New York.
- Levens, R.L., Williams, R.E., and Ralston, D.R. (1994) Hydraulic role of geologic structures. Part I: the paradigm. Jour. Hydrology, v. 156, 227-243.

- López, R. (1981). Geología de México, Tomo III. 2ª Edic. Escolar. UNAM, Instituto de Geología.
- McKenzie, W. F., and Truesdell, A. H., (1977). Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes. *Geothermics*, v. 5, p. 51-62.
- Marshall, L.W. and Slusher, R., (1968). Solubility to 200°C of calcium sulfate and its hydrates in sea water and saline water concentrates and temperature-concentration limits. *Aqueous systems at high temperature* V 13, No 1, p 83-93.
- Medina, R. and Vera, N. (1994) Programa para representación gráfica de datos hidrogeofísicos. *Inst. Geofis. UNAM. Rep. Int.*
- Mooser, F., (1962). Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México. XX Congreso Geológico Nacional, México, libretto guía, ex. C-9, 9-16.
- Naughton, J.J., and Terada, K., (1954). Effect of eruption of Hawaiian volcanoes of the composition and carbon isotope content of associated volcanic and fumarolic gases. *Science*. No. 120, p. 580.
- Niedzielski H. (1994). Características del Manantial "Las Estacas" en Morelos, México. *Geofis. Int.* v. 33 (2), 283-294.
- Ohmoto, H., (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol* 67, 551 pp
- Pasquare, G. L., Ferrari, V., Perazzoli, M. Tiberi., and Turchetti., (1987). Morphological and structural analysis of the central sector of Trans-Mexican Volcanic Belt 3B. *Geofis. Inst., Special volume on Mexican Volcanic Belt Part. 3b.* (Ed. S.P. Verma), v. 26, p. 177-193.
- Piper, A. M., (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions, American Geophysical Union*, 25. Pp 914-923.
- Prol-Ledesma, R.M. and Quijano, J.L. (1988). Geochemical characterization of thermal waters in Mexico. *Proc. 10th New Zealand Geothermal Workshop*. 245-249.
- Prol-Ledesma, R.M. (1992) Thermal waters in México. In: Kharaka, Y.K. and Maest, A.S. (Eds.) *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam. 1333-1336.
- Quijano, J.L. and Gallardo, M.L. (1982). Reconocimiento y Evaluación Geoquímica de Zonas Termales en el Estado de Morelos. *Reporte C.F.E 43-82*, 7 pp.

- Raizis, E., (1964). Landsforms of Mexico, Cambridge Mass. Mapa con texto escla 1: 3 000, 000. Segunda edición.
- SARH, (1980). Estudio Geohidrológico preliminar de la zona de Cuautla-Yautepec, Morelos. 250 pp.
- Schlaepfer, J.C. (1965) Resumen de la Geología de la hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla, 14Q-h(8), Escala 1:100,000. Instituto de Geología, UNAM, México, D.F.
- Schlaepfer, J.C. (1968). Resumen de la Geología de la Hoja México, D.F., Estado de México y Morelos 14Q-h(5), Escala 1:100,000. Instituto de Geología, UNAM, México, D.F.
- Servicios Geológicos, S.A. (1970). Estudio Geológico y Geohidrológico del Valle de Cuernavaca, Financiadora de ventas Banamex. Gobierno del Estado de Morelos. Vol. 1.
- Shaver, R.B. and Puse, S.W. (1992). Hydraulic Barriers in Pleistocene Buried-Valley Aquifers. *Ground Water*, v.30 (1), 21-28.
- TACSA-SARH, (1981). Estudio geohidrológico preliminar del Valle de Cuernavaca, en el Estado de Morelos, Elaborado por TACSA para la subdirección de geohidrología y zonas áridas de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- Vázquez-Sánchez E. and Jaimes-Palomera R. (1989). Geología de la Cuenca de México, *Geof. Int* v.28 (2), 133-190
- Vázquez-Sánchez E., A. Cortes, R. Jaimes-Palomera, P. Fritz y R. Aravena. (1989). Hidrología Isotópica de los Valles de Cuautla y Yautepec, México, *Geofísica Internacional*, v.28(2), 245-264.
- Wasserburg, G. J., Mazor, E., Zartman R.H. (1963). Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. In: Geiss, T., Goldberg ED (eds) *Earth science and meteoritics*. North Holland Publ, Amsterdam.
- Weaver, T.R. and Bahr, J.M. (1991). Geochemical Evolution in the Cambrian-Ordovician Sandstone Aquifer, Eastern Wisconsin: 2. Correlation Between Flow Paths and Ground-water Chemistry. *Ground Water*, v. 29 (4), 510-515.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D., and Mooser, F. (1985). Heat Flow in Southern Mexico and the Thermal Effects of Subduction. *J. Geophys. Res.*, v. 90, 5410-5420.