

2ej
16



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**ISOTOPOS AMBIENTALES APLICADOS AL AGUA
SUBTERRANEA DE LAS CUENCAS DE LOS
RIOS APATLACO Y YAUTEPEC,
ESTADO DE MORELOS.**



T E S I S

Que para obtener el título de:

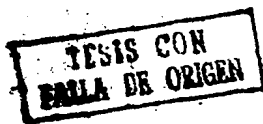
INGENIERO GEOLOGO

P r e s e n t a :

Luis Ricardo Jaimes Palomera



México, D. F.



1989



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 está 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.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	6
I INTRODUCCION	7
I.1 Antecedentes	7
I.2 Trabajos Previos	7
I.3 Objetivos	8
I.4 Metodología de Trabajo	8
II GEOGRAFIA	10
II.1 Localización y vías de comunicación	10
II.2 Actividad Económica	11
II.3 Clima vegetación y suelo	12
II.3.1 Clima	12
II.3.2 Vegetación	15
II.3.3 Suelo	16
III FISIOGRAFIA	17
III.1 Provincias Fisiográficas	17
III.2 Orografía	17
III.3 Geomorfología	18
III.3.1 Relieve Endógeno	19
III.3.2 Relieve Endógeno Modelado	21
III.3.3 Relieve Exógeno	24
IV HIDROLOGIA SUPERFICIAL	29
IV.1 Climatología	29
IV.2 Hidrografía	32
IV.3 Hidrometría	34
V GEOLOGIA	36
V.1 Marco Geológico Regional	36
V.2 Estratigrafía	38
V.3 Geología Estructural y Tectónica	50
V.3.1 Pliegues	50

V.3.2 Fallas y Vulcanismo	54
V.3.3 Relación de la Geología Estructural con el agua subterránea.	58
V.4 Geología Histórica	60
VI HIDROGEOLOGIA	63
VI.1 Unidades Hidrogeológicas	63
VI.2 Características de las Unidades Hidrogeológicas	67
VI.3 Patrón de Flujo	72
VII HIDROGEOQUIMICA	75
VII.1 Facies Hidrogeoquímicas	75
VII.2 Evolución química del agua subterránea	75
VIII ISÓTOPOS AMBIENTALES EN EL AGUA SUBTERRANEA	85
VIII.1 Introducción	85
VIII.1.1 Isótopos	85
VIII.1.2 Isótopos Ambientales	88
VIII.1.3 Isótopos Estables	88
VIII.1.4 Isótopos Radioactivos	92
VIII.2 Isótopos Estables en el Agua Subterránea	95
VIII.2.1 Oxígeno-18 y Deuterio	96
VIII.2.2 Azufre-34 y Oxígeno-18 del Sulfato	100
VIII.3 Isótopos Radioactivos en el agua subterránea	103
VIII.3.1 Tritio	103
VIII.3.2 Carbono-14 y Carbono-13	105
IX DISCUSION DE RESULTADOS	113
IX.1 Hidrogeoquímica	113
IX.2 Isótopos Estables	115
IX.3 Tritio, Carbono-14 y Carbono-13	118
X CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	120
X.1 Conclusiones	120
X.2 Recomendaciones	124

BIBLIOGRAFIA	126
ANEXOS	131
ANEXO A Glosario de Términos empleados en Hidrología isotópica y que no se explican en el texto	131
ANEXO B Algunas Consideraciones sobre el muestreo para análisis isotópicos.....	135

TABLA DE FIGURAS

Fig.A El ciclo Hidrológico y la variación en el contenido isotópico.	5
Fig.II.1 Mapa Índice de la zona Estudiada	11
Fig.II.2 Distribución de climas	14
Fig.III.1 Provincias Fisiográficas de México	18
Fotos 1 y 2	22
Fig.III.2 Esquema de circulación en un Karst	28
Fig.IV.1 Variaciones de la precipitación media anual con respecto a la altitud	30
Fig.IV.2 Variaciones de la temperatura media anual con respecto a la altitud	31
Fig.IV.3 Mapa Hidrográfico	33
Fig.V.1 Mapa Geológico-Estructural de México y América Central	38
Fig.V.2 Mapa Geológico	(sobre de la cubierta posterior)
Fig.V.3 Tabla de Correlación Estratigráfica	49
Fig.V.4 Mapa de Lineamientos Tectónicos	51
Fig.V.5 Mapa Estructural	53
Fig.V.6 Relación de la Tectónica Global con con las estructuras y el Vulcanismo	56
Fig.V.7 Distribución de zonas permeables en rocas carbonatadas fracturadas	59
Fig.V.8 Zonas de Alta Permeabilidad en Rocas Carbonatadas Plegadas	59
Fig.V.9 Orientación Probable de la magnitud relativa de la permeabilidad en rocas de la Sierra Ch.	60
Fig.VI.1 Mapa Hidrogeológico	64
Fig.VI.2 Piezometría del acuífero granular	74
Fig.VII.1 Diagramas de Piper con los datos químicos y las divisiones propuestas por Back	76
Fig.VII.2 Mapa Hidrogeoquímico	78
Fig.VII.3 Diagrama de Durov	83
Fig.VII.4 Diagrama de Schoeller	84
Fig.VIII.1 Diagrama Esquemático $\delta D - \delta^{18}O$	91
Fig.VIII.2 Relación δD vs. $\delta^{18}O$	100

Fig.VIII.3 Relación entre el contenido de SO_4 y de ^{34}S	117
Fig.VIII.4 Distribución del ^{34}S en materiales de relevancia geoquímica	103
Fig.VIII.5 Valores Típicos de $\delta^{13}C$ para compuestos y materiales de carbono	106
Fig.VIII.6 Partes del ciclo del carbono que son importantes para conocer el origen del C	107
Fig. IX.1 Correlación entre la conductividad eléctrica y el contenido de deuterio	116
Fig. X.1 Sección A-A'	123
Fig. IX.2 Sección B-B'	123
Fig.B Diagrama de un espectrómetro de masas	132

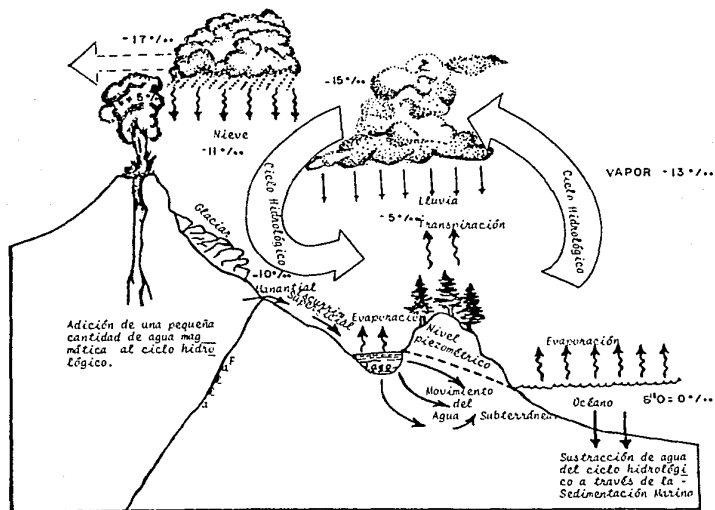


FIGURA QUE REPRESENTA EL CICLO HIDROLOGICO (Davis & De Wiest).

Fig. A El Ciclo Hidrológico y la variación en el contenido isotópico

RESUMEN.

En las cuencas de los ríos Apatlaco y Yautepec situadas dentro de las coordenadas 18°40' y 19°10' de latitud norte y 99°20' y 99°00' de longitud oeste, se efectuó un estudio geológico, hidrogeológico e hidrogeoquímico aplicando isótopos ambientales e indicando los aspectos teóricos más importantes para su interpretación, con objeto de conocer los mecanismos de recarga, las relaciones entre los acuíferos y el origen del agua en el acuífero calcáreo del Cretácico.

Los resultados geológicos indican lo siguiente: 1) los parámetros geomorfológicos obtenidos en los volcanes monogenéticos de la porción occidental del Estado de Morelos, indican que pertenecen a los miembros más recientes de la Formación Chichinautzin. 2) Los depósitos piroclásticos que se extienden hasta la subcuenca del río Apatlaco a partir de la Sierra Zempoala, que anteriormente se habían cartografiado como abanicos aluviales, son brechas volcánicas, flujos piroclásticos y otros depósitos piroclásticos asociados a la erupción de un volcán situado en la mencionada sierra. 3) Se reconoció un período de levantamientos durante la sedimentación calcárea, seguido por un período tectónico compresivo y 6 eventos distensivos con vulcanismo asociado que se relaciona a las interacciones entre las placas Farallón-Norteamericana durante el Mesozoico Tardío-Cenozoico Medio, y Cocos-Norteamericana durante el Cenozoico Tardío.

Con base en las características geológicas e hidrogeológicas, se proponen las siguientes unidades hidrogeológicas: calizas y dolomías del Cretácico, rocas volcánicas del Terciario, acuífero granular, Formación Chichinautzin, Formación Tepoztlán, aluvión del Cuaternario y Grupo Balsas. De una reinterpretación de la piezometría, basada en la selección de los pozos a partir de su ubicación dentro del marco geológico auxiliándose principalmente de los datos químicos e isotópicos del agua, se obtuvieron las direcciones de flujo del acuífero granular, la Formación Tepoztlán y el aluvión.

Se interpretaron los resultados fisicoquímicos e isotópicos, ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{34}S , ^{13}C y ^{14}C , obtenidos para los acuíferos de la región estudiada. Los resultados indican que la mayor parte de la recarga ocurre en las Sierras Chichinautzin y Zempoala. Pequeñas variaciones isotópicas en un gran número muestras apoyadas por datos químicos y geológicos, demuestran que es posible distinguir con cierta certeza la procedencia de la recarga. El alto contenido de azufre en algunas muestras, tiene un origen evaporítico de edad Cretácica, con excepción de una muestra del acuífero en la Formación Tepoztlán, cercana a la sierra Chichinautzin, en la cual el azufre tiene un componente posiblemente de origen volcánico. La geoquímica de algunos manantiales del acuífero calizo y las estimaciones de sus tiempos de residencia - que en algunos casos son menores de 50 años-, indican la presencia de una mezcla de aguas de distinto origen entre sí, en las zonas de descarga del acuífero calizo. Este comportamiento se debe al funcionamiento del sistema cástico.

I. INTRODUCCION

I.1 Antecedentes

El Instituto de Geofísica de la UNAM realizó un estudio para la Comisión de Aguas del Valle de México de la SARH, en el que, por medio de técnicas isotópicas, se estudió la posible existencia de la comunicación entre la Cuenca de México y la cuencas del Estado de Morelos. Para dicho estudio se tomaron muestras de 70 aprovechamientos en las cuencas de los ríos Apatlaco y Yautepec, a los que se les efectuaron análisis isotópicos y 16 muestras a las que se les efectuaron análisis fisico-químicos.

Al contar con tal cantidad de datos isotópicos, surgió la inquietud de hacer un estudio más detallado para conocer el funcionamiento hidrogeológico de la región de las cuencas de los ríos Apatlaco y Yautepec. para esto se ampliaron los estudios geológicos e isotópicos (se analizaron muestras para azufre-34, para carbono-13 y carbono-14) y se interpretaron los datos con mayor detalle. Los resultados obtenidos se presentan en este trabajo.

Esta tesis forma parte de un proyecto del Instituto de Geofísica denominado "aquifer development", el cual está auspiciado por el IDRC del Gobierno del Canadá y se efectúa en colaboración con el Waterloo Groundwater Research Centre de la Universidad de Waterloo, estos resultados se emplearon también para la elaboración de un artículo sobre la Geoquímica isotópica del Valle de Cuernavaca.

I.2 Trabajos Previos

El primer trabajo previo es el realizado por Fries (1960 y 1965) en el estado de Morelos y parte del de Guerrero, que consiste en un levantamiento geológico escala 1:100,000 con su correspondiente informe geológico, Servicios Geológicos S.A. (1970), realizó estudios hidrogeológicos en el Valle de Cuernavaca, en donde se incluyen por primera vez análisis de

tritio. La Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (1981), realizó el estudio hidrogeológico preliminar de Valle de Cuernavaca, en donde se incluyeron análisis isotópicos (oxígeno 18, deuterio y tritio) del agua subterránea. Bloomfield (1975) efectuó fechamientos isotópicos mediante carbono 14 de los miembros de la Formación Chichinautzin. Martín (1982), estudió el vulcanismo monogenético de la porción central de la Sierra Chichinautzin, en donde definió los miembros de la formación que lleva el mismo nombre de la sierra. Por su parte, Verma y Armienta (1985) efectuaron un estudio de elementos traza e isótopos de Sr en la misma sierra. Vázquez (1987), interpretó los datos geoquímicos de los manantiales del estado de Morelos y por último la Comisión de Aguas del Valle de México a través del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, llevó a cabo un estudio sobre el flujo entre la Cuenca de México y los valles de Cuernavaca, Yautepec y Cuautla.

I.3 Objetivos

Los objetivos de esta tesis son los siguientes:

-Proponer un funcionamiento hidrogeológico de las cuencas de los ríos Apatlaco y Yautepec, empleando junto con la geología actualizada, una reinterpretación de los datos piezométricos, los datos fisicoquímicos y los de isótopos ambientales.

-Demostrar la utilidad de los isótopos ambientales dentro de la interpretación del origen, circulación y edad del agua subterránea, para aplicarlos ampliamente en nuestro país.

I.4 Metodología de trabajo

Para la elaboración de este trabajo, primeramente se determinó el área y el tema de la tesis, se siguió con la consulta bibliográfica del tema, a cuyo término se procedió a delimitar la región. Una vez delimitada la zona, se revisaron los trabajos realizados en el área, lo que sirvió para definir los objetivos,

posteriormente se elaboró un temario de tesis y el plan de trabajo.

El trabajo de campo se llevó a cabo en un período aproximado de 25 días distribuidos entre Noviembre de 1986 y Noviembre de 1987 y consistió en lo siguiente:

a) Revisión de las unidades litoestratigráficas y sus características estructurales.

b) Obtención de las características hidrogeológicas de las unidades litoestratigráficas.

c) Toma de muestras de agua para análisis isotópicos y químicos, con mediciones de pH, temperatura y conductividad eléctrica.

El trabajo de gabinete consistió en el procesamiento de la información, elaboración de tablas, diagramas, mapas y secciones. Por último se interpretaron los datos y se redactó la tesis con sus conclusiones.

II. GEOGRAFÍA

II.1 Localización y Vías de Comunicación

El área en estudio tiene una extensión aproximada de 1940 km², se encuentra ubicada dentro del cuadrángulo que limitan los paralelos 18°40' y 19°10' de latitud norte y los meridianos 99°20' y 99°00' de longitud oeste. Dos tercios del área pertenecen al estado de Morelos, una pequeña porción al estado de México y el resto al Distrito Federal (fig. I.1).

Carreteras

La región estudiada se encuentra bien comunicada en cuanto a carreteras pavimentadas se refiere. En dirección norte-sur se tienen las carreteras 95 D y 95, ambas federales, y que corren casi paralelas, la primera es la autopista México-Cuernavaca, que continúa hasta la ciudad de Iguala Guerrero, la segunda es la carretera México-Acapulco. Otras carreteras que tienen la misma dirección son las carreteras estatales 28 y 15. La primera va de Tejalpa a Zacatepéc y la segunda une Yauhtepec, Tlaltizapán y Jojutla. Las carreteras en dirección este-oeste son: la carretera federal México-Cuatla (115 D) que se desprende de la autopista a Cuernavaca y que pasa por Tepoztlán y Oacalco. Las otras carreteras que comunican el área son: la carretera Federal Cuernavaca-Tepoztlán, la carretera que parte de Tres Marías y llega hasta el Valle de Toluca, la carretera que parte de Alpuyec a y llega hasta Ixtapan de la Sal (fed.no.92), la carretera federal Cuernavaca-Cuatla y los caminos Jojutla-Zacatepec-Alpuyec a.

Ferrocarril

En cuanto a vías férreas se refiere el área en estudio se encuentra comunicada por la vía México Estación Balsas, que pasa por Tres Cumbres, Cuernavaca, Jiutepec, Zacatepéc, Puente de Ixtla y Amacuzac. Por Yauhtepec, pasa un ramál de vía angosta que parte de Cuatla y que se dirige a Puente de Ixtla pasando por

Tlaltizapán y Jojutla. Existe otro ramal que une Zacatepec con Jojutla.

Aeropuertos

En el área estudiada únicamente se cuenta con 3 pistas de aterrizaje de terracería, que solo permiten operaciones de avionetas se encuentran situadas en Cuernavaca, Xochitepec y Chiconcuac. Actualmente se está construyendo un aeropuerto internacional en Cuautla.

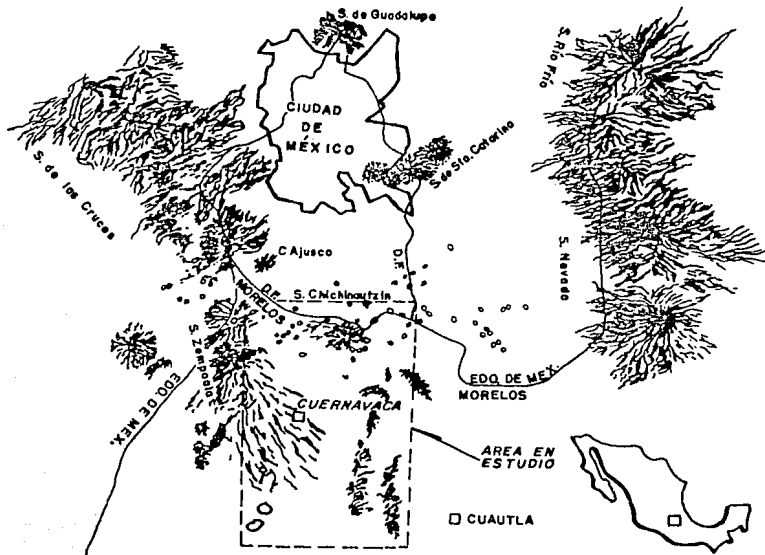


Fig. II.1 Mapa índice de la zona estudiada

II.2 Actividad Económica

Las actividades principales de la región son: la agricultura, la industria, la minería, y el turismo. La caña de azúcar es el cultivo más importante y se procesa en los ingenios de Zacatepec y Oacalco. Otros cultivos importantes son: arroz, maíz, frijol, jitomate, melón, chile, frutas tropicales, legumbres y miel de

abeja. Dentro del grupo de los animales domésticos pueden citarse: el ganado vacuno, lanar, caprino, y porcino, así como aves domésticas. La madera se explota y se trabaja artesanalmente en la porción septentrional del área. En la cercanía a la ciudad de Cuernavaca se encuentra la Ciudad Industrial del Valle de Cuernavaca (CIVAC) , en ella se han establecido industrias que fabrican principalmente: productos químicos, farmacéuticos y de tocador; artículos de plástico, maquinaria y herramientas; aparatos eléctricos y electrónicos, textiles, muebles, zapatos, instrumental médico, industrias de la rama automotriz, etc. En la región es muy importante también la explotación de rocas carbonatadas, actividad que se concentra principalmente en Jiutepec, en donde numerosas empresas, explotan y producen materiales de construcción tales como cemento, cal, mortero, acabados y agregados para concreto. Se producen además 1200 toneladas mensuales de carbonato de calcio que se destinan a la industria. La industria turística es muy importante para la economía de la región.

II.3 Clima Vegetación y Suelo

II.3.1 Clima

Debido a la gran variación de altitudes de la zona, existen cuatro distintos tipos de clima, por lo que es necesario separar las descripciones climáticas. En este caso, se consideraron franjas de terreno (fig. II.1) que contienen un mismo tipo de clima. De acuerdo con la clasificación climática de Köppen modificada por García (1981), se tienen los siguientes climas, iniciando con los más fríos, que corresponden a la porción septentrional y terminando con los cálidos y semicálidos, que son los que cubren casi el 60% del área.

El Clima semifrío húmedo con lluvias en verano (C(b)(m)(w)) con temperatura media anual entre 5 y 12°, porcentaje de precipitación invernal menor al 5%, corresponde a la parte occidental de la Sierra Chichinautzin y a toda la Sierra de

Zempoala. El clima semifrío subhúmedo con lluvias en verano (C(b)(w₂)(w)), de temperatura media anual entre 5 y 12°C, porcentaje de precipitación invernal menor al 5%, corresponde a la parte oriental de la Sierra Chichinautzin. El clima templado subhúmedo con lluvias en verano (C(w₂)(w)), de temperatura media anual entre 12 y 18°C, porcentaje de precipitación invernal menor al 5%, pertenece al flanco meridional de la Sierra Chichinautzin. En la franja dentro de la que se ubican la ciudad de Cuernavaca y el pueblo de Tepoztlán, el clima es semicálido subhúmedo con lluvias en verano (A(c)w¹(w)ig), temperatura media anual entre 18 y 22°C, temperatura del mes más frío mayor a 18°C, porcentaje de precipitación invernal menor al 5%, presencia de canícula, isotermal y marcha de la temperatura tipo ganges. Por último el clima cálido subhúmedo con lluvias en verano (Aw₀(w)(i)g) que tiene temperatura media anual mayor a 22°C y temperatura del mes más frío mayor a 18°C, porcentaje de precipitación invernal menor al 5%, con poca oscilación entre 5 y 7°C, marcha de la temperatura tipo ganges, es el que predomina en la porción meridional del área.

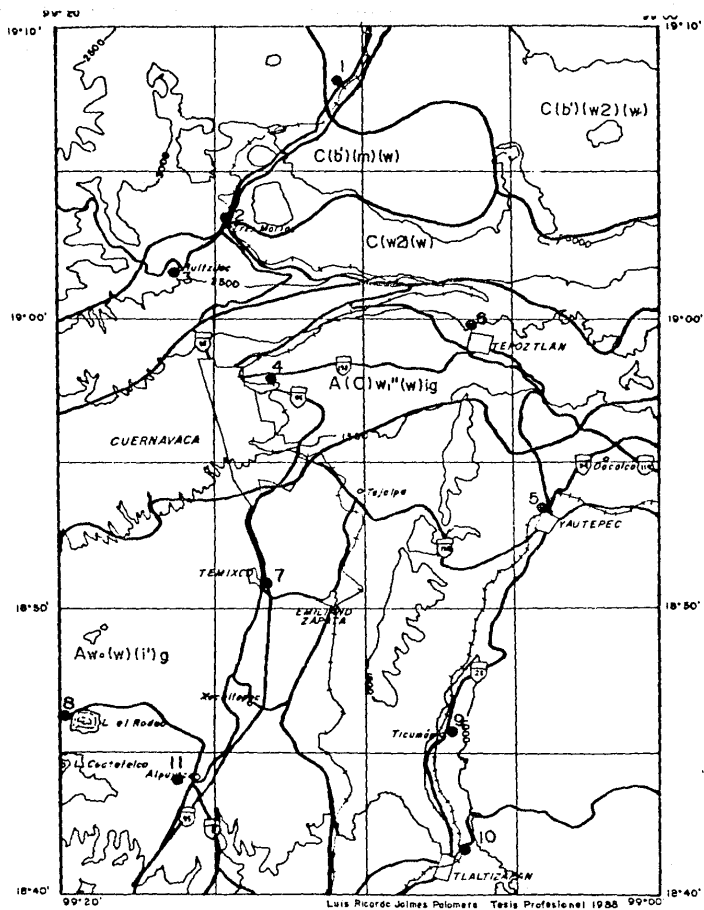


Fig. II. 2 Distribución de Climas

II.3.2 Vegetación

La vegetación presenta más variaciones que el clima ya que depende principalmente de la altitud, del suelo y de la cantidad de precipitación. El estudio que se eligió para describir la vegetación es el de Miranda (1941,1947; en Fries,1960), que se resume a continuación:

Entre los 3500 y 2800 m.s.n.m. tenemos bosque denso de oyameles. En él se intercalan con frecuencia especies de pinos e incluso en la parte baja, ciertas especies propias del encinar. En donde el terreno tiene pendientes menos abruptas y secas, los pinos sustituyen a los oyameles. La subvegetación consiste principalmente en praderas de zacatón que se conservan donde el pinar es destruido por la tala o incendio.

Desde los 2800m hasta los 1800m, en las laderas, se desarrolla el encinar con madroños que es un bosque de encinos muy denso y rico en especies, con abundante subvegetación arbustiva y muchas epifitas. En las laderas más secas el pinar puede sustituir al encinar. En las barrancas con mayor humedad, se encuentra el bosque mesófilo de montaña, muy denso y rico en especies que presenta árboles tropicales de montaña, otros menos tropicales y encinas de hoja delgada.

Por debajo de los 1800m en general, con límite inferior variable entre 1000 y 1700m, hay una zona de transición. En las laderas poco inclinadas predomina el pinar de Pinus montezumae, pero en terrenos más accidentados un bosquecillo de enebros puede sustituir al pinar como sucede en Tepoztlán. En terrenos calcáreos se desarrolla el palmar de soyal (Brahea dulcis).

Por debajo de la zona de transición la flora presenta un caracter netamente tropical y la distribución de sus asociaciones es gobernada por factores edáficos más que por la altitud. En los llanos aluviales la vegetación primitiva era un bosque de leguminosas espinosas constituido por Guamúchil en los sitios

húmedos, y por mezquite en los más secos, sin embargo actualmente se encuentran ocupados por cultivos. Los cerros calcáreos están cubiertos por el cuajotal, que pierde sus hojas durante la larga temporada de secas. Su nombre se debe a la predominancia de cuajotes ya sean estos rojos o amarillos y otras especies del mismo género entre ellas los copales y el linaloe.

II.3.3 Suelo

En la porción septentrional de la zona estudiada los suelos de los terrenos aluviales de altitudes entre los 2100m y los 2250m. Corresponden a suelos aluviales azonales. Los suelos que corresponden a las cotas de 2250m a 4100m, son suelos que se derivan de cenizas volcánicas, andesitas, basaltos de olivino, dacitas y riódacitas, que contienen abundante materia orgánica por lo que presentan reacciones ácidas (Aguilera, 1968, en Schlaepfer, 1968).

En la mitad meridional del área se presentan suelos grises a negros del grupo llamado chernozem con calcificación en los horizontes inferiores equivalente a la calicheización, proceso que ha producido el caliche que es muy abundante abajo de los 1500 msnm. En los terrenos de menor altitud el chernozem pasa a suelo tipo pradera, que pertenece al grupo podsol, el cual presenta una capa superior oscura, seguida por un horizonte café, estos suelos se distinguen por su mayor grado de lixiviación y ausencia de carbonatos de calcio (Fries, 1965).

III. FISIOGRAFIA

III.1 Provincias Fisiográficas

Existen varias divisiones fisiográficas de México hechas por distintos autores que no son unánimes al fijar los nombres y límites de las provincias fisiográficas, sin embargo para los fines de este trabajo se consideró adecuada -aunque con ligeras modificaciones- la ideada por Raisz (1964).

La región estudiada se encuentra en el límite septentrional de la subprovincia denominada Cuenca del Balsas-Mexcala que pertenece a la provincia fisiográfica llamada Sierra Madre del Sur. Dicha cuenca, es una región con disección muy desarrollada que muestra los afloramientos de las rocas más antiguas encontradas en el área estudiada. La parte septentrional de la zona en estudio, pertenece al límite meridional de la provincia que Raisz denomina, Planicie Neovolcánica, a la que actualmente se le llama más adecuadamente, Cinturón Volcánico Mexicano (Verma, 1987), debido a que el vulcanismo relacionado a este cinturón, se inició desde el Mioceno Tardío. A esta provincia pertenecen las Sierras de Zempoala y Chichinautzín, la primera son rocas volcánicas del Terciario Tardío, que se encuentran muy disectadas. La segunda está formada por rocas volcánicas del Pleistoceno al Holoceno (fig. III.1).

III.2 Orografía

El área estudiada se encuentra limitada al norte por la Sierra Chichinautzín, que se orienta sensiblemente en dirección E-W, con una elevación máxima dentro del área de estudio de 3620 msnm. Al poniente, con orientación NNW y una elevación máxima de 3690 msnm, se extiende la Sierra Zempoala, cuya altitud promedio es mayor que la de la Sierra Chichinautzín. Otras elevaciones importantes son: la sierra del Tepozteco en el flanco meridional de la Sierra Chichinautzín, que se orienta tanto al NW como al NE, sus

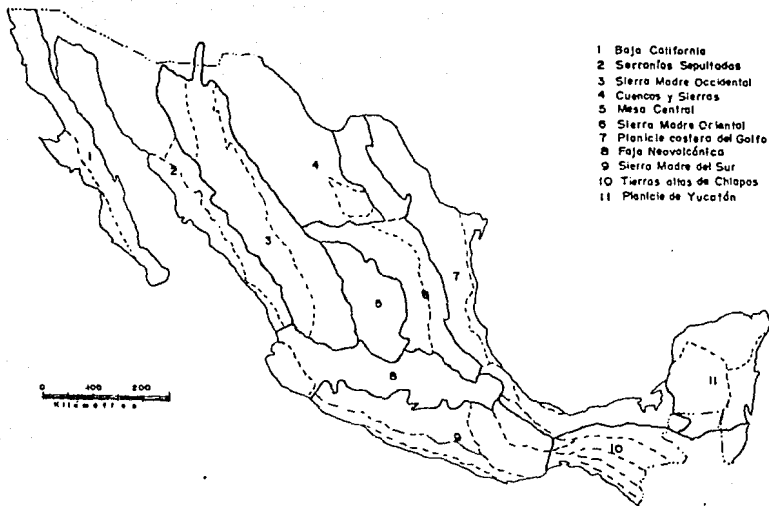


Fig.III.1 Provincias Fisiográficas de México (tomado de Raisz, 1964)

elevaciones máximas son del orden de 2500 msnm; y las serranías formadas por los afloramientos de las rocas cretácicas plegadas, de las que sobresale la sierra Barriga de Plata y cerro Negro, que es a su vez la expresión fisiográfica del anticlinal de Ticumán. A partir de las sierras Chichinautzin y Zempoala, las elevaciones promedio van disminuyendo a lo largo del área de estudio, en una dirección que va de norte a sur, hasta alcanzar las elevaciones mayores que son del orden de 950 msnm.

III.3 Geomorfología

Fries(1960), realizó una descripción de los rasgos geomorfológicos del Estado de Morelos, mientras que Lugo-Hubp(1984), describe de manera muy completa las Sierras de Zempoala, Chichinautzin y Tepoztlán, empleando criterios de la Geomorfología moderna que excluyen el ciclo geomorfológico de

Davis.

Se describe aquí la región de una manera general, considerando las características geomorfológicas más importantes desde el punto de vista hidrogeológico. Se incluyen además, los parámetros geomorfológicos de los volcanes de la Formación Chichinautzin, que por encontrarse fuera de los límites de los estudios previos (Bloomfield, 1975; Martín, 1982), no se les había asignado el miembro al que pertenecen.

III.3.1 Relieve Endógeno (volcánico acumulativo)

Este tipo de relieve, es el resultado de la actividad volcánica del Pleistoceno y Holoceno que se sitúa principalmente en la mitad septentrional del área. Se le divide en relieve volcánico explosivo, efusivo, y efusivo-explosivo (Lugo-Hubb, op cit).

Relieve volcánico explosivo

Comprende a las formas de origen volcánico originadas por la expulsión de piroclastos en forma violenta a través de un conducto central.

Conos cineríticos

Todos los conos cineríticos del área en estudio pertenecen a las últimas fases del vulcanismo que se agrupan en la Formación Chichinautzin, como se verá en el subcapítulo V.2, se les asignan edades a los miembros tomando como base la extrapolación de los parámetros geomorfológicos de las unidades a las que se les practicaron fechamientos isotópicos. En la tabla III.1 se muestran los resultados obtenidos para la Formación Chichinautzin que incluye a todos los volcanes al norte del paralelo 19°00'. Considerando estos resultados, se hicieron extrapolaciones

similares para los volcanes restantes dentro de la región al sur de dicho paralelo, obteniéndose las edades que se muestran en la tabla III.2. Sin embargo, a pesar de ser una buena aproximación, deben tomarse estos datos con reserva, ya que, dada la diferencia climática entre la llanura de Cuernavaca y la Sierra Chichinautzin, el intemperismo y erosión, actúan con distinta intensidad. (ver subcapítulo II.3.1).

Miembro	Radio/Altura	Altura/Diámetro base	Diam. cráter / Diam. base
Qc5	2.2	.20	.35
Qc4	2.9-3.4	.15	.40-.42
Qc3	3.0	.12	.50 correg. .30 prom.
Qc2	2.9	.11	.48
Qc1	2.0	.11	.40

Tabla III.1 Valores promedio de los parámetros geomorfológicos de 143 volcanes de la formación chichinautzin (modificada de Martín, 1982).

Nombre	Radio/Alt.	Alt./D.B.	D.C./D.B.	Miembro
NE de Ahuatepec	2.6	0.19	0.37	Qc5
W de Jiutepec	4.2	0.12	0.34	Qc4
Tezoyuca	2.62	0.15	0.35	Qc4
C. Las Tetillas	3	0.17	0.41	Qc4
SW de Rancho Viejo	4.2	0.11	0.41	Qc3
C. El Nananche	4.2	0.12	0.31	Qc3

Tabla II.4.2 Parámetros geomorfológicos obtenidos para los volcanes en el estado de Morelos al sur del Paralelo 19°00'

Las características comunes de los conos cineríticos aquí considerados, son: rasgos de juventud, relleno en el cráter, algunos presentan cráteres adventicios; "el diámetro en la base del cono es generalmente de 1000 a 2000 m., en el cráter, de 150 a 400 m; la pendiente, en promedio es de 32°.....su altura relativa es, en la mayoría de los casos, menor de 250 m. Los volcanes más jóvenes muestran coladas de lava asociadas; en los más antiguos estas se encuentran cubiertas parcial o totalmente por los materiales eyectados por volcanes más jóvenes." (Lugo Hubp, op. cit.).

Superficies de Piroclastos

Son depósitos proclásticos de poco espesor que cubren el relieve anterior, en ocasiones están interestratificadas con lavas contemporáneas. Se encuentran muy extendidas en la Sierra Chichinautzin donde tienen tendencia a formar un drenaje incipiente.

Relieve volcánico efusivo

Se agrupan así, todas las coladas de lava de la Formación Chichinautzin que tienden a formar laderas, mesas, coladas, lagos y ríos de lava. No se les ha desarrollado drenaje definido. Dependiendo de la viscosidad y el contenido de volátiles, se les desarrollan estructuras, como tubos volcánicos, que en algunos casos desarrollan verdaderas cavernas volcánicas, dichas cavernas se presentan con mucha abundancia en el miembro más reciente (Qc5), que también presenta grandes grietas verticales y superficies de lava de tipo aa (malpaís), que favorecen la infiltración del agua (ver fotos 1 y 2). Este tipo de relieve constituye la principal superficie de captación de agua de lluvia en la Sierra Chichinautzin.

III.3.2 Relieve Endógeno Modelado

Se incluyen aquí las formas del relieve que fueron originadas

por procesos endógenos (tectónicos y volcánicos) que han sido modificadas por procesos exógenos.



Fotografías 1 y 2. Algunas evidencias de los sumideros y cavernas volcánicas que son muy comunes en el miembro superior de la Formación Chichinautzin.

Relieve volcánico erosivo

En el área considerada únicamente las sierras de Zempoala y Tepoztlán pertenecen a este tipo de relieve, debido a que se formaron antes del Cuaternario.

Laderas montañosas volcánica-erosivas

A esta clase de relieve pertenecen más específicamente las sierras de Zempoala y Tepoztlán por ser laderas de material volcánico, lavas y piroclastos, que originalmente presentaban una pendiente suave, pero que se encuentran actualmente cortadas por cañadas profundas. En el caso de la Sierra Zempoala, es un conjunto de estructuras volcánicas de rocas extrusivas intermedias, donde los procesos que han actuado en ella no permiten definir los rasgos originales con facilidad. A pesar de no haber sido originado por procesos exclusivamente sedimentarios, el abanico volcánico-aluvial de la Formación Zempoala, es el mejor ejemplo de este relieve en la región. Este depósito se extiende a partir de su origen en la Sierra Zempoala a más de 2000 msnm, hasta los 1100 msnm, cubriendo un área aproximada de 170 Km². Se encuentra disectado por corrientes que forman cañadas profundas y que confluyen al río Apatlaco, que es un afluente del río Amacuzac. La inclinación varía de 4° en su parte superior a 2° en su parte inferior. La parte nororiental se ve súbitamente interrumpida por los derrames lávicos de la formación Chichinautzin, que siguieron los valles fluviales Pliocénicos, lo que nos indica que este abanico, ya había sido erosionado desde fines del Plioceno, posiblemente al mismo tiempo que se depositaba.

La Sierra de Tepoztlán por su parte, es más antigua que la Zempoala, y presenta un relieve característico, que consiste en grandes peñascos con paredes verticales y valles profundos, una característica notoria, es la dirección del echado de la Formación Tepoztlán, hacia el norte, en sentido contrario a la fuente de origen, considerando que en el sur no pudo haberse formado como lo

atestiguan los afloramientos sedimentarios del Cretácico. Esto último es una evidencia clara del basculamiento ocurrido a estas rocas.

Relieve calizo plegado

Las sierras que están formadas por caliza y dolomía tienen aspecto redondeado. La mayor parte de los valles de la región se orientan al nor-noroeste, reflejando los pliegues de las rocas cretácicas. Los valles ocupan los sinclinales, con excepción del que ocupa el anticlinal de Ticumán. El drenaje en las serranías de calizas y dolomías es predominantemente paralelo.

III.3.3 Relieve Exógeno

Se incluye dentro de este tipo de relieve a los rasgos formados a partir de procesos exógenos destructivos, como el intemperismo, erosión y disolución. Se incluyen también los procesos exógenos constructivos como los depósitos fluviales, lacustres y eólicos, que edifican formas del relieve.

Relieve erosivo fluvial

Es el generado por procesos de disección del relieve por la acción de las corrientes fluviales, cuyo desarrollo se presenta en las montañas como las de la Sierra Chichinautzin y en el piedemonte de la Sierra Zempoala.

En la Sierra Chichinautzin, predominan corrientes de poca magnitud y profundidad. En donde se concentran, se debe a que los cambios en la litología lo favorecen (superficies de piroclásticos o coladas lávicas), por lo que puede considerarse como una red fluvial incipiente, que tiende a formar pequeñas cuencas que se integran a los afluentes del río Amacuzac. En el piedemonte de la Sierra Zempoala, la red fluvial tiende a formar cañadas profundas, la mayor parte de ellas tienen continuidad con aquellas que se han desarrollado en el abanico volcánico-aluvial de las formaciones

Zempoala y Cuernavaca.

Relieve acumulativo fluvial

Es el que se origina por las corrientes fluviales como son: los depósitos de cauce, de llanura de inundación, terrazas, etc. Estos depósitos se encuentran en los valles de los ríos Apatlaco y Yautepec.

Relieve acumulativo proluvial

Proluvial se refiere a "los sedimentos transportados por las corrientes montañosas temporales y depositados en una planicie en su desembocadura" (Pavlov, 1903 en Lugo-Hubp, 1984). Este tipo de relieve corresponde a los llamados conos de deyección o abanicos aluviales, a los cuales se les encuentra interestratificados con el abanico volcánico que se extiende desde Zempoala hasta el Valle de Cuernavaca.

Relieve cárstico

El estudio del relieve cárstico concierne más directamente a la morfología cárstica, la cual es una división o rama de la Geoespeleología. La primera es el "Estudio de las formas superficiales del karst y sus relaciones con las cavernas." (Llopis, 1970). Y la segunda es "la que estudia la geología de las cavernas en todos sus aspectos, comprendiendo la Hidrogeología cárstica en lo concerniente a la circulación cárstica." (Llopis, op. cit.).

Para estudiar este tipo de relieve y relacionarlo con las aguas subterráneas, lo primero que es necesario conocer es el tipo de karst de que se trata. Así se tiene, que existen numerosas clasificaciones del karst (Milanović, 1981) las cuales, consideran como base de clasificación diferentes características como son: los rasgos morfológicos, los factores estructurales, tectónicos, posición geográfica y ambiente de depósito de las rocas

carbonatadas. Considerando que no hay leyes por medio de las cuales sea posible cuantificar el karst, todas las clasificaciones existentes pueden considerarse aceptables o no, dependiendo de los aspectos que cada una considere más relevantes y que sean válidos en la región que se este considerando. La descripción de estas clasificaciones puede encontrarse en Milanović(op. cit.).

Cvijić (1924-1926 en Milanović, 1981) desarrolló una de las primeras clasificaciones del karst, empleando el factor morfológico como base. Este autor dividió el karst en tres tipos: Karst completo u holokarst, karst incompleto o merokarst y karst transicional.

El holokarst, se desarrolla preferentemente en regiones que están compuestas por rocas carbonatadas solubles con poco desarrollo de suelo y con áreas montañosas extensas con poca cubierta vegetal.

El merokarst, se presenta en rocas carbonatadas menos solubles, por esta razón, los procesos cársticos actúan con dificultad, los sedimentos calcáreos se encuentran cubiertos por una capa gruesa de suelo y vegetación abundante, por lo que se le llama también Karst cubierto.

El karst transicional, se encuentra principalmente en calizas que están aisladas por sedimentos impermeables menos solubles, las formas cársticas subterráneas se encuentran bien desarrolladas y hay ausencia de poljés.

De acuerdo con Llopis(1970), para que un sistema cárstico sea completo, es menester que cumpla con las siguientes condiciones:

a)Potencia total grande de la masa de la caliza, para que el karst pueda evolucionar ampliamente.

b)Nivel de base cárstico situado a gran profundidad en relación con la superficie topográfica.

c)Relieve juvenil o a lo más maduro, con desniveles de cierta importancia entre las zonas altas y los niveles de base locales.

Si además de estas tres, la alimentación del sistema cárstico es apropiada, puede desarrollarse un karst completo que comprendería las tres zonas hidrogeológicas clásicas de Cvijić que son:

a)Zona superior seca, dominio de la circulación vertical descendente.

b)Zona intermedia semihúmeda, dominio de la circulación vertical ascendente o descendente alternativamente y tendencia a la horizontal.

c)Zona húmeda, dominio de la circulación ascendente.

Milanović (1981), partiendo de estas zonas hidrogeológicas clásicas, definió de manera más amplia este concepto, considerando el nivel base de erosión como un factor esencial para determinar la dirección dominante del agua subterránea en el karst. La figura III.2 muestra de una manera esquemática la circulación en un sistema cárstico.

La región aquí estudiada cumple con todos los requisitos por lo que se considera un holokarst. Considerando además las estructuras de las formaciones cretácicas, se puede clasificar como un karst de montaña, que corresponde al karst propio de las regiones plegadas. En él, el agua circula preferentemente a lo largo de los planos de estratificación; las formas de absorción como las uvalas, dolinas, poljés y cavernas, tienen orientaciones que corresponden a las de los pliegues; es en este tipo de karst donde se desarrollan los grandes poljés y las formas complejas de conducción (por ejemplo: cavernas, ríos subterráneos o simas); en comparación con otros tipos de karst, es el que ofrece más facilidades a la infiltración.

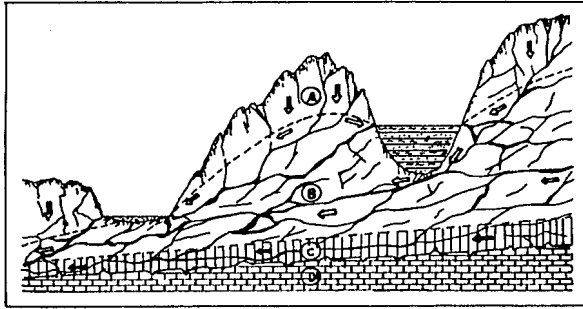


Figura III.2 Esquema de la circulación en un karst con poljés. A=zona no saturada B y C= zona de acuífero (acuífero cárstico); B=zona de intercambio velóz de agua; C=zona de intercambio lento; D=zona bajo el nivel base cárstico.(tomada de Milanovič,1981)

IV HIDROLOGIA SUPERFICIAL

IV.1 Climatología

Para cuantificar la precipitación en términos de precipitación media anual, se consideraron 11 estaciones meteorológicas que cuentan con registros para periodos de 6 a 27 años (tabla IV.1). De estos datos, se desprende que la mayor precipitación ocurre dentro del área con clima semifrío húmedo, que comprende las faldas del cerro Pelado, el valle intermontano de Fierro del Toro, la Sierra de Zempoala, el volcán Tres Cruces, y la falda occidental del volcán Chichinautzin. Como puede verse en la figura IV.1 los valores disminuyen al disminuir la altitud de las estaciones meteorológicas. Es importante mencionar, que el mayor volumen de lluvia se precipita durante un corto periodo del año, que queda comprendido entre los meses de Julio a Septiembre.

Para el análisis de la temperatura, se contó con los datos de de las 11 estaciones anteriormente mencionadas, que muestran una tendencia a variar de manera constante 2°C cada 200 m de altitud, como puede verse en la figura IV.2 en donde se aproximó una recta por medio de regresión lineal que atestigua lo anterior. Lo mismo se intentó con la precipitación en donde no se puede argumentar algo similar debido a que existe una mayor dispersión de los datos, que se atribuye a la influencia de las sierras que causan precipitación orográfica la cual se ve reflejada en una cantidad mayor de precipitación media anual en el flanco meridional de la Sierra Chichinautzin incluyendo a toda la Sierra Zempoala. Que en este caso, actúa como barrera a los frentes de nubes arrastrados por los vientos provenientes del suroeste.

La evaporación potencial media anual para el periodo 1961-1980 es de alrededor de 1,335 mm (SARH, 1981).

La evapotranspiración (ver tabla IV.1) se calculó por el método de L. Turc, que establece que la evaporación real anual puede calcularse en función de la temperatura media del aire en grados

centígrados, con lo que se indica el poder de la atmósfera para evaporar, y la precipitación media anual en milímetros, que indica la humedad disponible. La fórmula empírica establecida es la que se presenta a continuación:

$$Etr = \frac{P}{\sqrt{0.9 + (P/L)^2}}$$

Donde:

Etr = evapotranspiración real anual, en mm.

P = precipitación media anual, en mm.

L = $300 + 25T + 0.05T^2$

T = temperatura media anual, en grados centígrados.

Como puede observarse en la tabla IV.1, la evapotranspiración real anual, no se comporta de la misma manera que la precipitación y temperatura, sin embargo, se puede observar claramente que en las estaciones ubicadas en las sierras, los valores de este parámetro, indican que estas zonas son favorables para la infiltración del agua al subsuelo desde el punto de vista de la climatología. Conforme disminuye la altitud, se presentan valores de evapotranspiración cada vez más parecidos a los de precipitación, lo que indica poca infiltración o aporte de agua al sistema desde un punto de vista climatológico.

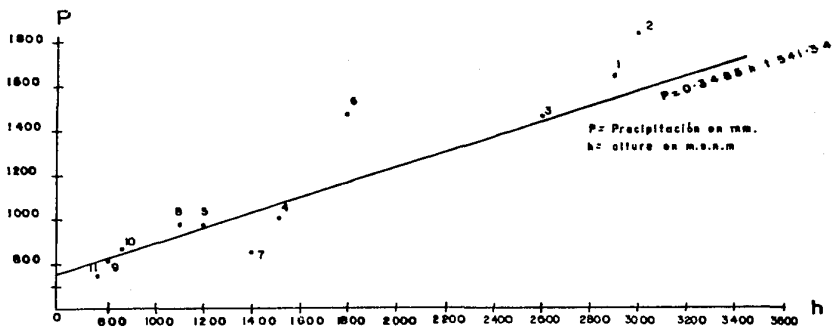


Figura IV.1 Variaciones de la precipitación media anual con respecto a la altitud.

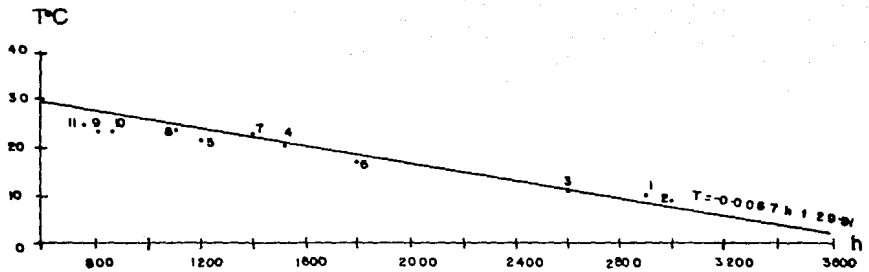


Fig. IV.2 Variaciones de la temperatura media anual con respecto a la altitud

Nombre de la estac.	años obs.	Precipitación med. an. en mm.	Temperatura med. an. en mm	Evapotranspiración real anual en mm.
Tres Cumbres	20	1835.6	9.7	562.7
Huitzilac	20	1479.9	12.2	635.4
Cuernavaca	27	1061.0	20.7	836.7
Yautepec	8	975.0	21.8	820.6
Tepoztlán	20	1484.5	17.1	829.0
Temixco	20	850.1	23.1	768.4
El Rodeo	22	986.9	23.6	863.3
Ticumán	20	806.1	23.0	737.3
Temilpa	20	873.6	23.1	783.9
Alpuyeca	6	755.9	24.4	716.4

Tabla IV.1 Climatología

IV.2 Hidrografia

Como puede verse en la figura IV.1, la mayor parte de la región queda comprendida dentro de dos cuencas; la parte occidental, queda dentro de la cuenca del río Apatlaco y la oriental, dentro de la cuenca del río Yautepec. Una pequeña parte de la esquina suroriental del área, pertenece a la cuenca del río Cuautla, y un área un poco mayor al poniente y al suroccidente, pertenece a la cuenca del río Coatlán. Al norte se aprecia una porción del parteaguas continental, que es la divisoria entre las cuencas de México y del Río Grande de Amacuzac. Los ríos Apatlaco, Yautepec y Cuautla, confluyen hacia el río Amacuzac y este a su vez hacia el río Balsas, que desemboca en el océano pacífico 350 km hacia el suroccidente.

Por la vertiente septentrional del parteaguas continental, se extiende la cuenca endorreica de México, abierta artificialmente en tiempos históricos, por lo que ahora se considera una cuenca que drena sus aguas al río Moctezuma y de éste al río Pánuco que desemboca en el Golfo de México.

En las dos cuencas consideradas en este trabajo, se aprecia una red de drenaje que caracteriza los rasgos más conspicuos mencionados en el subcapítulo III.3. La cuenca del río Apatlaco, comprende en su parte más septentrional, una porción de la Sierra Chichinautzín que como puede observarse en la figura IV.3 carece de una red de drenaje definida. A partir del paralelo 19°00', se inicia el desarrollo del drenaje en la Sierra Zempoala, que se continúa a lo largo del abanico volcánico-aluvial de las formaciones Zempoala y Cuernavaca, en donde se forman arroyos y cañones profundos que confluyen en el río Apatlaco, que corre a lo largo del contacto de la Formación Zempoala con los derrames basálticos. Por su parte el río Yautepec fluye a través del material aluvial reciente, sin embargo, a la altura de Ticumán, sigue la traza de la Falla Jojutla. Los arroyos que confluyen en este río, muestran el cambio litológico de manera muy clara; entre los basaltos con poco drenaje y el material aluvial al norte,

mientras que un poco más al sur, las serranías calcáreas se manifiestan por el desarrollo de drenaje paralelo.

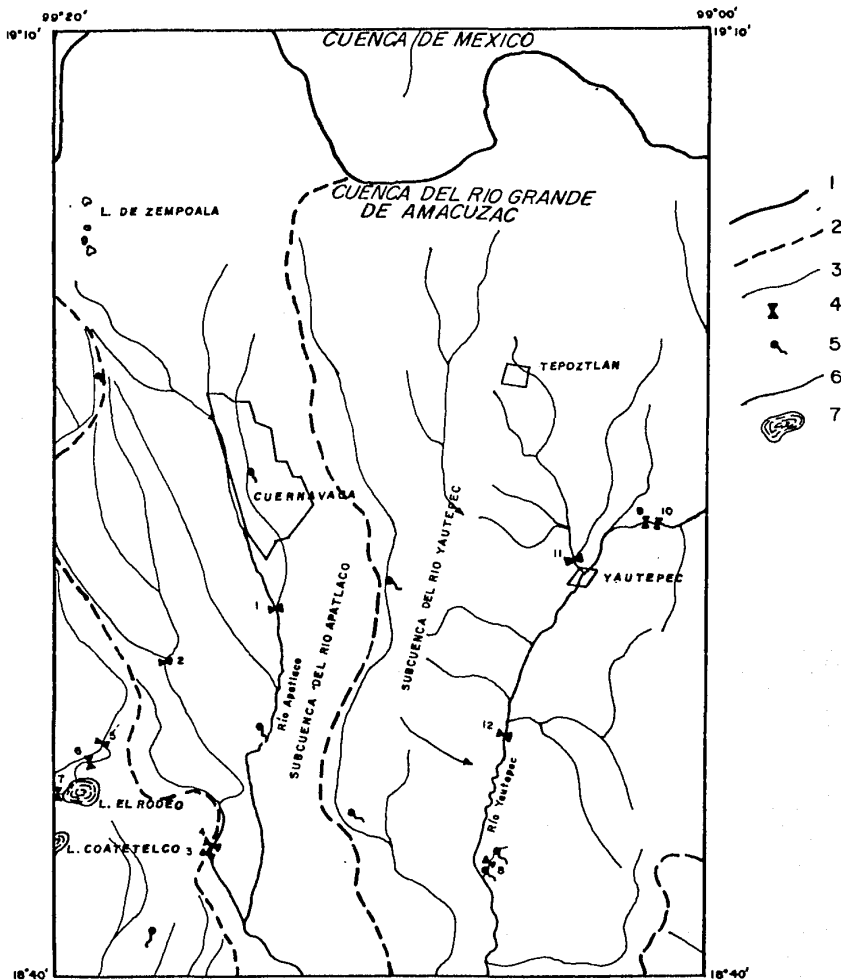


Fig. IV.3 Mapa Hidrográfico

- 1.-Divisoria de Cuencas; 2.-divisoria de cuencas; 3.-arroyo;
- 4.-estación hidrométrica; 5.-manantial; 6.-río; 7.-lago.

En la parte suroccidental del área existen dos lagos que ocupan poljés; el lago del Rodeo que presenta una forma casi circular y el de Coatetelco un poco más al sur, ambos se consideran perennes. En la porción noroccidental del área se encuentran los lagos de Zempoala, formados por la obstrucción del drenaje causada por la efusión de coladas lávicas de andesita de hiperstena muy viscosas que se consideran de permeabilidad baja.

IV.3 Hidrometría

Los resultados que se han obtenido de las mediciones en 12 estaciones hidrométricas, instaladas en los ríos y canales más importantes, se resumen en la tabla IV.2, de donde se observa, que el escurrimiento medio anual, es mayor en la cuenca del río Apatlaco que en la de Yautepec. Servicios Geológicos S.A. (1970), obtuvo coeficientes de escurrimiento medio anual, sin embargo, esta empresa aclara, que debe tomarse con reserva el valor para la estación Yautepec, por existir obras de riego aguas arriba de esta estación. Los valores obtenidos, se recalcularon considerando los escurrimientos medios anuales de la tabla IV.2, por esta razón, los resultados quedan de la siguiente manera:

Estación Temixco

Precipitación media anual: $531.5 \times 10^6 \text{ m}^3$
Escurrecimiento medio anual: $62.9 \times 10^6 \text{ m}^3$
Coeficiente de escurrimiento: 11.8%

Estación Yautepec

Precipitación media anual: $784.3 \times 10^6 \text{ m}^3$
Escurrecimiento medio anual: $44.4 \times 10^6 \text{ m}^3$
Coeficiente de escurrimiento: 5.6%

Estación	Escurrimiento medio anual en 10^6 m^3	Período	Corriente
1 Temixco	62.900	1957-1970	R. Apatlaco
3 Alpuyeca	31.300	1957-1970	R. Tetlama
4 Alpuyeca	32.000	1957-1970	C. Xoxocotla
5 Perritos	22.200	1934-1942	C. Perritos
6 Perritos2	22.400	1952-1960	C. Perritos
7 El Rodeo	18.500	1951-1970	C. El Rodeo
8 Las Estacas	5.600-35.200	1969	C. L. Estacas
9 Oacalco	24.700	1948-1970	C. C. Toma
10 Itzamatitl.	22.000	1949-1970	C. T. Toma
11 Yautepec	44.400	1950-1970	R. Yautepec
12 Ticumán	30.500	1952-1970	R. Yautepec

Tabla IV.2 Datos de las estaciones hidrométricas consideradas (valores obtenidos de la carta hidrológica de aguas superficiales esc. 1:250,000 del INEGI, 1983) C.= canal R.= río

V. GEOLOGIA

V.1 Marco Geológico Regional

El area en estudio queda comprendida dentro de dos provincias geológicas según López Ramos (1981), la provincia del Eje Neovolcánico (Cinturón Volcánico Mexicano), y la provincia de la cuenca de Morelos-Guerrero, que a su vez coinciden con los dominios propuestos para el centro de México (Morán, 1984).

El Cinturón Volcánico Mexicano es un arco magmático que atravieza el país con una dirección que es sensiblemente este-oeste. Las estructuras volcánicas que presenta son: estratovolcanes como el Popocatepetl, el Iztaccihuatl, El nevado de Toluca, La Malinche y el Nevado de Colima. Se presentan también calderas como: la Primavera, Amealco y los Humeros, también existen infinidad de conos cineríticos, domos, xalapascos, volcanes lávicos, cuellos volcánicos, etc.

Se ha considerado que el Cinturón Volcánico Mexicano constituye un conjunto de 5 focos de actividad con orientación y características distintas (Demant, 1978). Las dos estructuras características del cinturón, que a su vez son consecuencia de la última etapa de vulcanismo, son: los volcanes pequeños, la mayor parte de ellos monogenéticos, que en general presentan alineación noreste-suroeste, corresponden con las fracturas de tensión y los grandes estratovolcanes que con una orientación norte-sur, se asocian posiblemente con zonas de compresión (Demant, op. cit.). En la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano se han reconocido varias etapas de vulcanismo (Mooser, 1975; De Cserna et al., 1988) que iniciaron su actividad a partir del Mioceno superior. Demant (et. al. 1976), reconoció varios accidentes tectónicos que de este a oeste son los siguientes: Graben Tepic-Chapala que cuenta con tres centros eruptivos principales que son: El volcán Sangangüey en Nayarit, el volcán Ceboruco en Nayarit y el volcán de Tequila en Jalisco. El Graben de Colima; en donde se centra la actividad en los volcanes Nevado de Colima y

Volcán de Fuego, este último en actividad actualmente. El Graben o fosa de Chapala con orientación E-O, de 80 km de largo por 20 km de ancho. Vulcanismo en el estado de Michoacán; en donde se concentra la mayor parte de la actividad cuaternaria. Los valles de México Toluca y Puebla; en donde destacan los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Malinche y Nevado de Toluca, también es muy notoria la presencia de vulcanismo del Terciario Tardío y Cuaternario Temprano dentro del que destacan la Sierra de las Cruces, La Sierra de Río Frío, y el vulcanismo del Cuaternario similar al de Michoacán que en la porción meridional de la Cuenca de México obstruyó el drenaje hacia el sur al formarse la Sierra Chichinautzin (Fries, 1960).

En la Cuenca de Morelos Guerrero, también llamada Plataforma de Morelos-Guerrero, ha sido difícil relacionar su basamento con la evolución tectónica del sur de México, debido a su gran complejidad, por lo que se acepta la propuesta de Campa *et al* (1981, 1983) de dividirlo en terrenos tectonoestratigráficos con distinto basamento. Para el caso de la plataforma antes citada, se le ha llamado Conjunto de Plataforma Guerrero-Morelos del Terreno Mixteco. La estratigrafía de la región, está caracterizada por un basamento propuesto como del Precámbrico (Fries, 1960) llamado Esquisto Taxco, que subyace a andesitas poco metamorfizadas denominadas Roca Verde-Taxco Viejo (Fries, op.cit.). Sin embargo Campa (1978), atribuye las rocas del Esquisto Taxco a las rocas volcánico-sedimentarias del Cretácico inferior que afloran en Teloloapan. Sobreyaciendo a este basamento, se tiene una secuencia sedimentaria marina que inició su depósito en el Jurásico superior y finalizó en el Cretácico superior. Cubriendo discordantemente a estas rocas tenemos rocas sedimentarias continentales del Terciario inferior, sobreyacidas por rocas riolíticas del Oligoceno contemporáneas y similares a las de la Sierra Madre Occidental, cubiertas a su vez con discordancia, por las unidades del Cinturón Volcánico Mexicano (Fig.V.1).

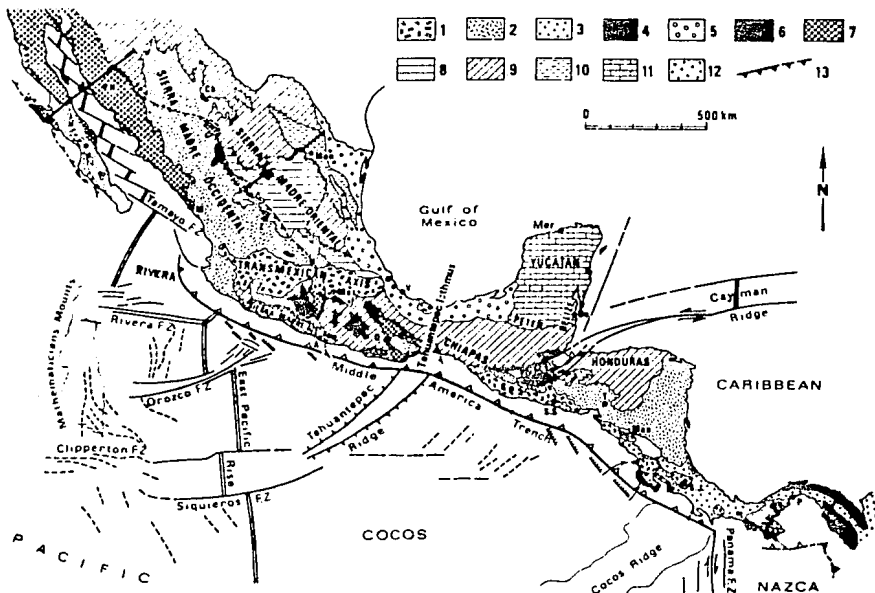


Fig. V.1 Mapa Geológico Estructural de México y América Central (Aubouin et al, 1982 en Nixon et al, 1987). Rocas volcánicas: 1) Plio-Cuaternarias; 2) Oligoceno-Miocenicas. Molasa: 3) Marina, del Cretácico al Cenozoico (Baja California); 4) Continental, del Eoceno al Mioceno (Altiplanicie Mexicana y regiones al sur del CVM); 5) Marina del Eoceno al Mioceno (Planicie costera del Golfo); 6) Complejos Mesozoicos Oceánicos; 7) Rocas volcanoclásticas, Triásicas y del Cretácico Temprano; Sistema de la Sierra Madre Oriental; 8) Terrenos Alóctonos; 9) Plataforma autóctona con basamento Paleozoico (incluyendo las rocas precámbricas de la cercanías de Oaxaca); Cuenca de Sabinas; 11) Plataforma Cenozoica de Yucatán; 12) Formaciones Cenozoicas de América Central; 13) Sobrecorrimientos principales.

V.2 Estratigrafía

La estratigrafía de la región, quedó establecida por Carl Fries en 1960, desde entonces han transcurrido 28 años, dentro de los cuales se han efectuado numerosos estudios que han contribuido al levantamiento geológico. Nuevas ideas apoyadas de más datos, han cambiado los conceptos que se tenían sobre el origen y evolución de la porción central de México, principalmente en lo concerniente al Cinturón Volcánico Mexicano. En donde la Tectónica

y la Petrología, apoyadas en las ideas de la Tectónica Global, análisis químicos y datos isotópicos, han revelado con más precisión las relaciones estratigráficas de las unidades volcánicas.

Como ya se mencionó, para el presente estudio se efectuó un reconocimiento de campo, para obtener información sobre las características de las unidades del área desde el punto de vista hidrogeológico y además para tener una idea más clara sobre la estratigrafía de la región. Los cambios introducidos están basados en los trabajos efectuados recientemente en el centro de México por los autores que se citan oportunamente, dichos cambios, se pueden apreciar en el mapa geológico (fig. V.2 anexo en el sobre de la cubierta posterior) y en la tabla de correlación estratigráfica (fig. V.3). La mayor parte de las descripciones de la litología son las que se hicieron tomando como base los datos recabados en los afloramientos visitados.

Rocas Igneas Extrusivas y Sedimentarias

CRETACICO

Formación Xochicalco

Las rocas más antiguas que afloran en el área, son calizas de estratos delgados de la Formación Xochicalco (Fries, 1960), que aflora en la región adyacente a la zona arqueológica de la que toma su nombre y en donde se encuentra su localidad tipo. También aflora en el cerro Colotepec, en donde está intrusionada por un tronco granítico. En los afloramientos observados consiste de calizas de estratificación delgada a mediana, entre los estratos presenta laminaciones de pedernal y de lutita calcárea, son muy abundantes las vetillas de calcita. Se le ha asignado un espesor de 500 m. (Fries, op. cit.). Se encuentra cubierta discordantemente por la formación Morelos, su edad se le determinó por medio de microfósiles restringiendo su edad al Aptiano (Bonet, 1959 en Fries, op. cit.). Se correlaciona por su edad con la parte superior

de la Formación San Lucas, y por el mismo motivo, con las formaciones San Juan Raya, Miahuatépéc y Ahuacatlán, con estas últimas además por su litología.

Formación Morelos

Nombre propuesto por Fries (1960) para una potente sucesión de caliza y dolomía que aflora en Morelos, Guerrero y México. El mismo autor, propuso que mientras no exista un trabajo detallado que establezca horizontes de referencia, se considera a los afloramientos en el Estado de Morelos como una Región tipo. De acuerdo a lo observado, está constituida por caliza color gris azulado de textura que varía de calcilutita a calcirudita, parcialmente dolomitizada, de estratificación gruesa, con escasez de fósiles, con nódulos y bandas de pedernal negro, localmente con interestratificaciones de limolita y estilolitas. Fries (op.cit.) informa sobre un miembro basal constituido por anhidritas, "de color variable de blanco a gris oscuro y fuertemente retorcida por el escurrimiento." La composición química, y los índices de saturación del agua subterránea que cicula por esta unidad, indican que este miembro se encuentra ampliamente distribuido en el subsuelo de la región como se verá posteriormente. La base de esta Formación, sobreyace con ligera discordancia como ya se mencionó, a la Formación Xochicalco, su espesor se ha estimado en 400 m en la región suroccidental y de 900 m en la región central del área (Fries,op.cit). Su edad se determinó con base en su contenido de fósiles y es del Albiano medio al Cenomaniano temprano. En Puebla central se correlaciona su base con las formaciones Cipiapa y Maltrata (Calderón,1956 en Fries,op.cit.) y la parte superior con la Formación Escamela. En Querétaro se correlaciona con la Formación el Doctor (Wilson,et.al.,1955), extendida hacia el sur por Segerstrom (1961). Otros nombres usados para esta unidad son El Abra, Tamaulipas Superior y Taninul (Fries,op.cit.).

Formación Cuautla

Definida por Fries (1960). Su distribución es similar a la de la formación Morelos. Su localidad tipo son los afloramientos en las serranías bajas al poniente de la ciudad de Cuautla. Fries (op.cit.) le reconoció tres facies: Una sucesión gruesa de capas calizas de estratificación mediana a gruesa del tipo de banco calcáreo; una sucesión de menor espesor de capas de caliza laminadas de estratificación delgada a mediana; y una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana. La primera de estas es la de más importancia hidrogeológica por su gran permeabilidad debida principalmente a los fenómenos de desarrollo del karst y a las diaclasas. En el campo se observó la litología de esta facies, que consiste de caliza masiva de estratificación gruesa (entre 60 cm y 1 m de espesor), color gris claro de textura que varia de calcarenita a calcirudita, con abundancia de fósiles, intraclastos, fragmentos de materia orgánica, y nódulos de pedernal, los fósiles están silicificados y se distinguen; los rudistas, gaterópodos, y huellas de anélidos. Su espesor máximo es de 750 m en el cerro Barriga de Plata y se adelgaza hacia el oriente y occidente a menos de 100 m (Fries, 1965). Cubre discordantemente a la Formación Morelos. Su edad determinada mediante la identificación de fósiles abarca del Cenomaniano Tardío hasta el Turoniano Tardío (Fries, op.cit.). Se le puede correlacionar por su litología y edad con las formaciones Petlalcingo (Salas, 1946, en Fries, op.cit.), y Soyatal (Wilson, et. al., 1955, en Fries, op.cit.).

Formación Mexcala

Propuesta por Fries (1960). Esta unidad aflora en la porción centro occidental del área. Su localidad tipo se encuentra en el km 220 de la carretera México-Acapulco. En los afloramientos observados, consiste en una secuencia de areniscas calcáreas color café, compactas, con estratificación gruesa, lutitas calcáreas laminares muy deleznable, y limolitas calcáreas color café poco consolidadas de estratificación mediana. Fries (op.cit.), informa

sobre la presencia de capas de caliza arcillosa generalmente en la base. El espesor máximo es de 1200 m (Fries, 1965). Se encuentra descansando discordantemente sobre la Formación Cuautla y en algunos lugares directamente sobre la Formación Morelos. Se encuentra cubierta por el Grupo Balsas. Su edad de acuerdo al contenido fósil (Fries, op.cit.) corresponde a un período que va del Turoniano Tardío al Coniaciano. Se correlaciona por su edad con la Formación San Felipe y con la parte inferior de la Formación Méndez.

TERCIARIO

Grupo Balsas

Nombrado y definido así por Fries (1960). Se encuentra ampliamente distribuido en la porción meridional del área, como secciones de referencia, se han propuesto (Fries, op.cit.) los afloramientos de esta unidad en los alrededores de Iguala, en Taxco, en el valle del río Chontacoatlán, en el área entre Teacalco y Huajintlán al norte de Puente de Ixtla, y en el área que cubre desde Cerro Amarillo hasta Temilpa entre otras. En los lugares visitados, consiste principalmente en conglomerados de caliza bien consolidados con matriz rojiza de arena, limo y arcilla, con óxidos de fierro y calcita como cementante, de estratificación gruesa a mediana. Estos conglomerados, se encuentran cubiertos por estratos poco consolidados de arena, limo, arcilla y toba. Fries (op.cit.), informa haber encontrado derrames basálticos intercalados en esta secuencia, asimismo, indica la presencia local de cuerpos lenticulares de yeso, anhidrita, y lentes de caliza lacustre. Según Fries (op.cit.), el espesor excede a los 2500 m. Se encuentra cubriendo discordantemente a las formaciones marinas del Cretácico, y está cubierta concordantemente por la Riolita Tlzapotla. Por correlación estratigráfica y algunos datos de fósiles encontrados en unidades similares, se le asignó una edad que puede variar desde el Eoceno Tardío al Oligoceno Medio (Fries, op.cit.). Se le correlaciona con el Grupo el Morro, y con el Conglomerado de

Guanajuato.

Riolita Tilzapotla

Nombrada así por Fries (1960). Se distribuye en la región suroccidental del estudio. Su localidad tipo se encuentra en los afloramientos extensos de esta unidad situados en las cercanías de Tilzapotla, al sur de Tequesquitengo. Las localidades visitadas consisten en ignimbritas de color rosado de textura afanítica con abundante cuarzo y fragmentos de roca, la composición es riolítica. Su espesor máximo es de 250 m (Fries, 1965). Sobreyace con discordancia a las rocas cretácicas y al Grupo Balsas. Por medio de una determinación de plomo-alfa, que resultó de 26 millones de años (Jaeffe, et. al., 1959, en Fries, 1960), se concluyó que su edad pertenece al Oligoceno tardío. Se correlaciona con la Formación Tlaica y las Formaciones Santiago y Corteza del Grupo Pachuca.

Formación Tepoztlán

Propuesta por Fries (1960). Esta unidad aflora en una franja de terreno limitada por los paralelos 18°55' y 19°05' de latitud norte. Por las observaciones efectuadas, se concluyó que consiste de lahares, con matriz limo-arenosa y fragmentos de roca que varían en tamaño desde 0.5 cm hasta 3 m, angulosos a subredondeados de composición andesítica, interestratificados con tobas líticas y brochas volcánicas. Se le ha medido un espesor en las cercanías de Oacalco de aproximadamente 1000 m (Fries, op. cit.) Esta unidad se encuentra cubierta discordantemente por las formaciones Zempoala, Chichinautzin y Cuernavaca, mientras que por su parte, cubre discordantemente al Grupo Balsas. Por sus relaciones estratigráficas se supone que su edad es del Mioceno tardío (Fries, op. cit.). Se correlaciona con las rocas volcánicas del Mioceno (CAVM-IGF, 1987).

Llamadas originalmente Grupo no diferenciado por Fries (1956) al referirse a "las corrientes lávicas que probablemente fueron extravasadas de centros localizados debajo de ellas o muy cercanos", que afloran al occidente de Xochitepec, y al sur de Tlaltizapán. Estas rocas consisten principalmente en andesitas y dacitas (Fries, op. cit.). Por sus relaciones estratigráficas y su composición se les correlaciona con las Rocas volcánicas del Mioceno (CAVM-IGF, 1987) y con los grupos Buenavista, Ixtlico, y Tepexco de la parte oriental del Estado de Morelos. Cubren discordantemente a las rocas cretácicas y al grupo Balsas, Se encuentran cubiertas por la Formación Cuernavaca. Su edad se les asigna con base en sus relaciones estratigráficas y corresponde al Mioceno Tardío.

Formación Zempoala

Definida originalmente por Fries (1960). Schlaepfer (1968) le cambió el término descriptivo a Formación Zempoala. Aflora en la porción noroccidental del área estudiada. La Formación Zempoala, es el conjunto de productos volcánicos de dos centros eruptivos alineados en dirección N-S. Consiste en la parte septentrional de sus afloramientos, en una secuencia de lavas andesíticas y depósitos piroclásticos, entre los que se han identificado flujos de ceniza y brechas volcánicas. En la parte meridional, las lavas son muy escasas y no es difícil confundir con lavas grandes bloques de roca dentro de los depósitos piroclásticos, que son el producto volcánico más común en la región de las "lagunas" de Zempoala. Únicamente en el cerro Zempoala y sus alrededores es posible encontrar lavas y domos, en lo que se considera el centro de emisión meridional de esta unidad. Las brechas volcánicas antes mencionadas, consisten de fragmentos mal clasificados cuyos tamaños varían de lapilli a bloques, en matriz vítrea y cristalina con abundancia de líticos accidentales y juveniles, cuya composición varía de andesítica a riódacítica. A partir de estos depósitos siguen otros, entre los que destacan: lahares, flujos

piroclásticos de ceniza con bloques y "surges". Estos depósitos se extienden principalmente hacia el sur en forma radial. La parte más meridional de esta unidad junto con los sedimentos contemporáneos, con los que se encuentra interdigitada en algunos lugares, se ha cartografiado como "Formación Cuernavaca" (Fries, 1960). El espesor aflorante máximo que se le estima es de 1000 m en el cerro Zempoala. Por su posición estratigráfica y similitud con el vulcanismo de la Formación Las Cruces (CAVM-IGF, 1987), se asume que su edad corresponde al Plioceno Tardío. Esta unidad descansa en concordancia aparente sobre la Formación Tepoztlán, se encuentra interdigitada con la Formación Cuernavaca, e infrayacente a la Formación Chichinautzin en discordancia.

Formación Cuernavaca

Definida por Fries (1960). Aflora en la parte occidental del área. Como localidad tipo se consideran los afloramientos expuestos en el km 81 de la carretera Cuernavaca-Amacuzac. Consiste en una secuencia de capas de conglomerado de grano fino, material aluvial, tobas arenosas y cristalinas. Por su parte Fries (op.cit.), informa sobre la presencia de depósitos margosos, Tierra diatomácea, depósitos de travertino y yeso inclusive. Se le estimó un espesor máximo entre 200 y 300 m (Fries, op.cit.). Cubre discordantemente al Grupo Balsas, Riolita Tilzapotla, Formación Tlaica, Rocas volcánicas del Mioceno y a las rocas Cretácicas y se encuentra interdigitada con la Formación Zempoala. Se le asignó una edad por correlación estratigráfica del Plioceno Tardío aunque posiblemente llegue hasta el Pleistoceno Temprano. Se puede correlacionar con los productos piroclásticos del Plioceno (CAVM-IGF, 1987) y con el material clástico antiguo.

Material clástico antiguo

Se agrupa así de acuerdo con Fries (1965), al material clástico de origen fluvial, no relacionado genéticamente con la Formación Cuernavaca. Según Fries (op.cit.) este material es el

producto de dos cauces fluviales que originaron las llanuras de Cuernavaca y Cuautla respectivamente, los cuales arrastraban material clástico proveniente de la Cuenca de México, cuyo desagüe era hacia el sur en épocas pre-pleistocénicas. Se distribuye en algunos afloramientos aislados que ocurren principalmente en la parte oriental del área. Consiste en gravas semiconsolidadas, mal clasificadas con bloques, la composición de los clastos es andesítica y basáltica, la matriz es arenosa. Interestratificados con este depósito se presentan estratos hasta de un metro de espesor de tobas arcillosas poco compactas y estratos de 30 cm de lapilli, se le midió un espesor aproximado de 100 m. Se interdigita localmente con la Formación Cuernavaca y con los productos piroclásticos del Plioceno en la Cuenca de México.

CUATERNARIO

Formación Chichinautzin

Definida por Fries (1960) como Grupo Chichinautzin. Martín (1982), le cambió el rango a formación al separar las edades relativas de sus miembros por medio de sus parámetros geomorfológicos. Aflora en toda el área en estudio. Los afloramientos meridionales de esta unidad que quedan comprendidos dentro del estado de Morelos, no habían sido separados, por lo que fue necesario definir a que miembro pertenecen, empleando los mismos criterios que Bloomfield (1975) y Martín (op cit) (ver subcapítulo III.3.1 mapa geológico fig. V.2). Su localidad tipo se considera el volcán Chichinautzin del que toman su nombre la sierra y la formación. Constituida principalmente por lavas y depósitos piroclásticos compuestos de andesitas de lamprobolita, dacitas, andesitas de hiperstena, andesitas basálticas de augita y basaltos (Martín, op cit). En los afloramientos visitados, se observan basaltos de textura porfirítica, con fenocristales de olivino y microlitos de plagioclasa, algunos con textura traquitica. El espesor máximo estimado en el volcán Chichinautzin por Fries (op cit) es de 1800 m. Sobreyace a la Formación Cuernavaca, a la Andesita Zempoala, a la Formación Tepoztlán, y con marcada

discordancia al Grupo Balsas y a las unidades cretácicas. Se encuentra cubierta a su vez por "capas clásticas, marga, travertino, loess, tierra diatomácea y turba, de edad pleistocénica o reciente" (Fries op cit). Libby (1951), fechó la colada del Xitle en 2400 años empleando carbono 14. Mooser y colaboradores (1974) encontraron polaridad magnética normal, por lo cual el límite de edad podría ubicarse después de 700 000 años. Bloomfield (1975) por medio de carbono 14 obtuvo las edades de los miembros que posteriormente fueron extrapolados a la Sierra Chichinautzín (Martín, op. cit.), obteniéndose los resultados que se muestran a continuación:

Miembros Pleistocénicos	}	Qc1	38,590 +- 3,210
		Qc2	30,500 +- 1,160
		Qc3	21,860 +- 380
		Qc4	19,530 +- 160
Miembro Holocénico		Qc5	8,440 +- 70

Por lo que su edad quedaría comprendida entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno. La Formación Chichinautzín forma parte del vulcanismo más reciente del Cinturón Volcánico Mexicano por lo que se correlaciona principalmente con las últimas etapas de los grandes estratovolcanes como el Popocatepetl, Pico de Orizaba, Volcan de Colima entre otros, y con el vulcanismo monogenético de Michoacán.

Aluvi6n del Cuaternario

Se agrupan de esta manera todos los dep6sitos continentales clásticos que incluyen "materiales no consolidados que varían desde detritos compuestos por fragmentos angulosos y gruesos, hasta limo y arcilla fina, así como cantidades menores de marga, tierra diatomácea, turba, ceniza volcánica, loess y travertino." (Fries, 1960).

Rocas Igneas Intrusivas

Tronco Granítico de Colotepec

Es un tronco que intrusióna a la Formación Xochicalco en el anticlinal del mismo nombre. Sus dimensiones aflorantes son de 1,000 m de largo por 400 m de ancho. Se le ha clasificado como una monzonita cuarcífera porfídica, con cuarzo, ortoclasa, andesina oligoclasa, biotita y zircón (Schmitter en Fries, 1965). La única evidencia de su edad, es que se emplazó después del depósito de la Formación Xochicalco, por lo que es posible que sea del Cenomaniano tardío.

Rocas Intrusivas pre-Tilzapotla

Los cuerpos intrusivos más antiguos reconocidos en la región, son diques máficos que cortan las Formaciones Morelos y Cuautla al norte del cerro Barriga de Plata, ubicado al suroriente de San Andrés de la Cal. Otros similares, se presentan al oriente del cerro de la Corona un poco al sur de los anteriores. Al suroeste del poblado Emilliano Zapata, se encuentran diques y dique-estratos cortando también a las formaciones antes mencionadas. Según una determinación petrográfica del mayor de estos diques, están compuestos por diabasa con fenocristales de olivino. Según Fries (1960) estos diques se intrusionaron antes o durante la acumulación del Grupo Balsas.

En la figura V.3, se resume lo anteriormente expuesto y su correlación con la geología de la Cuenca de México.

Figura 4.3 Tabla de Correlación Estratigráfica

Edad	Era	Período	Especie	Edad	Zona Estudiada (1)	Sur de la Cuenca de México (2)	Norte de la Cuenca de México (3)		
0.01	CENOZOICO	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	ALUVIÓN	Formación Chichinautzin	Formación Chichinautzin	Formación Cuicuilco		
1.6				CALABRIANO	Formación Zempoala	Formación Zempoala	Formación Cuicuilco		
3.4		PLIOCENO	T	PIACENZIANO	Materiales clásticos	Formación San Churro	Formación Cuicuilco		
5.3			T	ZANCLEANO	Rocas volcánicas	Rocas volcánicas	Toba Don Quijote		
6.5		MIOCENO	T	MESSINIANO	Rocas volcánicas del Mioceno	Rocas	Formación Cuicuilco		
11.2			T	TORTONIANO	Rocas volcánicas del Mioceno	Rocas	Formación Cuicuilco		
15.1			M	SERRAVALIANO	Formación Tepoztlán	Formación Tepoztlán	Formación Cuicuilco		
16.6			T	LANGSIANO	Formación Tepoztlán	Formación Tepoztlán	Formación Cuicuilco		
21.8			T	BURDIGALIANO	Formación Tepoztlán	Formación Tepoztlán	Formación Cuicuilco		
23.7		T	ADULTIANO	Formación Tepoztlán	Formación Tepoztlán	Formación Cuicuilco			
30		OLIGOCENO	T	CHATIANO	Riolita Tlzapotla	Rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno	Rocas volcánicas no diferenciadas		
36.6			T	RUFELIANO	Grupo	Grupo Balas	Grupo El Morro		
40		EOCENO	T	PRIABONIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
43.6			M	BARTONIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
49.6			T	LUTETIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
52			T	YFRESIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
57.8		PALEOCENO	T	TANETIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
60.6			T	SIN NOMBRE	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
65.6			T	DANIANO	Palmas	Grupo Balas	Grupo El Morro		
66.4		MESOZOICO	CRETACICO	TARDIO	MAESTRICHIANO	Formación Mexcala	Formación Mexcala	Formación Mexcala	
74.5	CAMPANIANO				Formación Mexcala	Formación Mexcala	Formación Mexcala		
84	SANTONIANO				Formación Mexcala	Formación Mexcala	Formación Mexcala		
87.5	CONIACIANO				Formación Mexcala	Formación Mexcala	Formación Mexcala		
88.5	TURONIANO				Formación Cuautla	Formación Cuautla	F. Soyatal-Cuautla		
91	CENOMANIANO				Formación Cuautla	Formación Cuautla	Formación Cuautla		
97.5	ALBIANO				Formación Morelos	Formación Morelos	Formación El Doctor		
113	TEMPRANO				SEGOBIANIANO	APTIANO	Formación Morelos	Formación Morelos	Formación El Doctor
119						BARREMIANO	Formación Morelos	Formación Morelos	Formación El Doctor
124						HAUTERVIANO	Formación Morelos	Formación Morelos	Formación El Doctor
131		VALANGINIANO	Formación Morelos	Formación Morelos		Formación El Doctor			
138		BERRIASIANO	Formación Morelos	Formación Morelos		Formación El Doctor			

SEGUN LA ESCALA DE LA CSA 1963

Trabajo Profesional L. Ricardo Jalisco Palencia

(1) Modificada de Fries (1965)

(2) Vázquez y Jaime (en preparación)

(3) Modificada de Fries (1962) y Sogrenstrom (1961)

V.3 Geología Estructural y Tectónica

En el área estudiada existen estructuras que son la consecuencia de un evento tectónico compresivo (Orogenia Laramide) y 6 fases tectónicas distensivas con su respectivo vulcanismo asociado. En este capítulo se hace una revisión de los principales rasgos estructurales y se discute su posible relación con el patrón de flujo del agua subterránea. Para efectuar esta revisión, se consideraron todas las estructuras reconocidas en la región, adicionando las encontradas mediante interpretación de imágenes LANDSAT ampliadas a escalas 1:500,000 y 1:250,000, y tomando en cuenta los trabajos existentes sobre la evolución tectónica de México, en especial los que conciernen al centro del país (Mooser et al,1974; Demant y Robin,1975; Bloomfield,1975; Campa,1978; Cserna et al,1978; Demant,1978; McDowell y Clabaugh,1981; Damon et al,1981; Pasquare,1987; Cebull y Shurbet,1987; Nixon et al,1987; Verma,1987). Los resultados se muestran en el mapa de lineamientos tectónicos (fig.V.4), el mapa estructural (fig.V.5) y la figura V.6 donde se resumen los datos obtenidos.

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 después del plegamiento pero antes del fin del depósito del Grupo Balsas. El resto de las estructuras importantes, son fallas y fracturas pertenecientes a cinco fases distensivas más, asociadas al vulcanismo de la última etapa del arco magmático de la Sierra Madre Occidental y al desarrollo del Cinturón Volcánico Mexicano.

V.3.1 Pliegues

Los pliegues que se han distinguido dentro del área estudiada, están orientados sensiblemente al norte, con excepción del anticlinal de Ticumán, que se inclina hacia el NNE entre Ticumán y Tepoztlán.

La mayor parte de los pliegues del estado de Morelos son

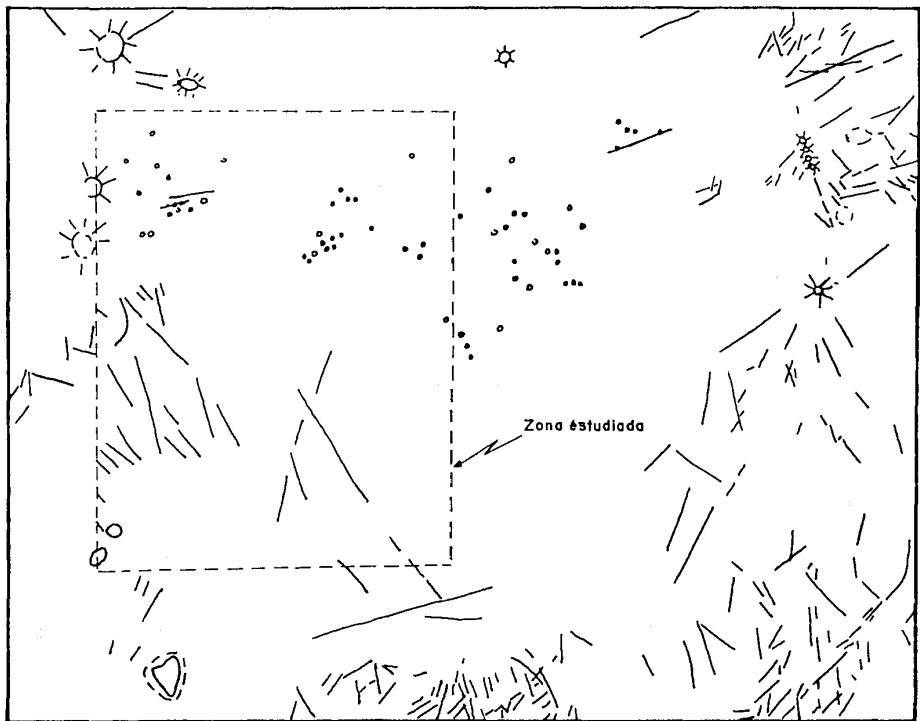


Figura V.4 Mapa de lineamientos tectónicos interpretados de una imagen *LANDSAT* ampliada a escala 1: 500,000.

relativamente cortos y buzan por sus dos extremos (Fries, 1960). El anticlinal de Ticumán, que se extiende en el anticlinal de Tlaltizapán al sur de la falla de Jojutla, es la estructura más larga del área 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, otro ejemplo de la irregularidad, es el sinclinal de San Gaspar, el cual se continúa en el sinclinal de Santa María, al sur de la falla de Jojutla. Las flexiones que presentan las Formaciones Morelos y Cuautla son redondeadas y escasas dada su estratificación gruesa, por otro lado, en las rocas de estratificación delgada, las flexiones son angulares o de tipo "chevrón". El plegamiento interno de las formaciones Xochicalco y Mexcala es muy intrincado. En algunas partes de la Formación Mexcala, en donde los sinclinales son más cerrados, se encuentran fallas inversas en pequeña escala.

La orientación predominante de los pliegues de la región es casi NNW, mientras que el anticlinal de Ticumán vira 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. Adicionalmente, considera una elipse de deformación hipotético, "donde los pliegues tendrían una orientación al nor-noroeste, las fracturas de cizallamiento tendrían orientaciones casi de nor-noreste y oeste noroeste, mientras que las fracturas tensionales estarían orientadas casi al este-noreste". El mismo autor sugiere que el cambio de rumbo del anticlinal de Ticumán, del sinclinal de San Gaspar y del anticlinal de Jiutepec, podría deberse a la presencia de una masa cristalina alta en las cercanías de Cuernavaca o en una región no muy lejana hacia el noroeste, la cual hubiese actuado como contrafuerte. Este último argumento se explica por el adelgazamiento de la Formación Cuautla hacia el occidente.

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

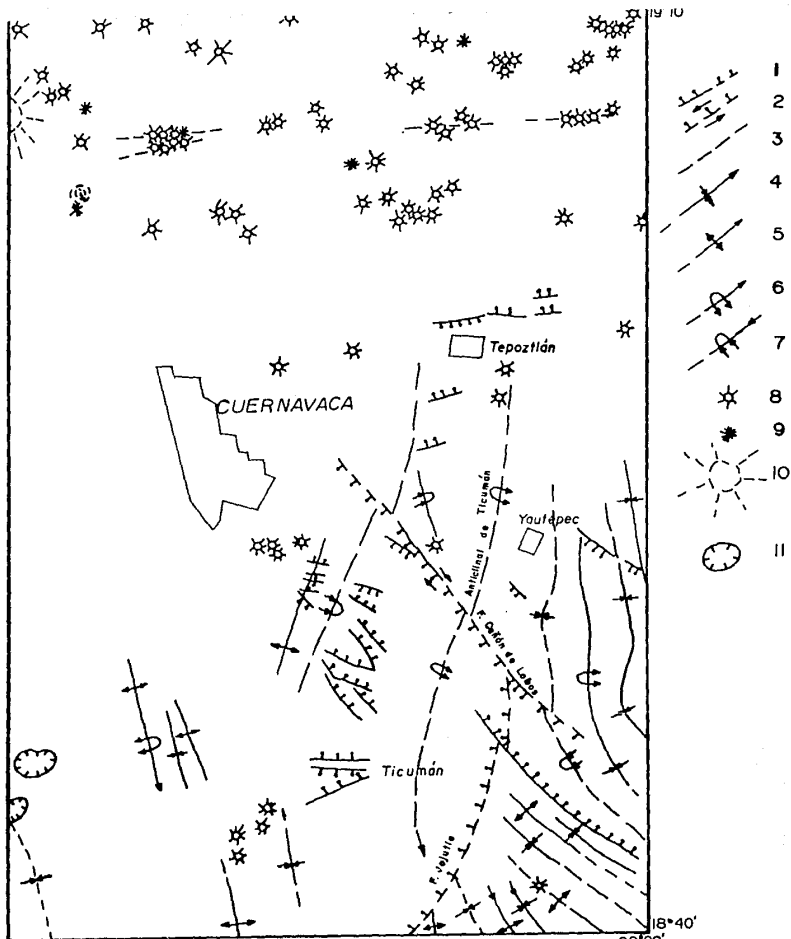


Figura V.5 Mapa Estructural

1.-Falla normal, punteada donde está inferida; 2.-falla normal con desplazamiento lateral; 3.-falla o fractura inferida; 4.-sinclinal mostrando el lado donde se clava; 5.-Anticlinal recostado; 6.-Anticlinal recostado; 7.-sinclinal recostado; 8.-cono cinerítico; 9.-volcán de lava monogenético; 10.-estratovolcán; 11.-polje.

plegamiento, principalmente en las partes levantadas. Esta falta de una cubierta sedimentaria gruesa, permitió que se formaran estructuras secundarias aberrantes. El segundo, fue la presencia de anhidrita en la base de la Formación Morelos, como lo atestigua la perforación profunda en el anticlinal de Ticumán (PEMEX, 1973 en López-Ramos, 1981). El efecto de la anhidrita, fue el de fomentar el despegue ("décollement"), como puede haber sucedido en el anticlinal de Ticumán.

II.3.2 Fallas y Vulcanismo

Son escasas las fallas a las que se les ha podido asignar la edad. La mayor parte de las fallas del área en estudio presentan desplazamiento vertical, algunas con movimiento lateral también. 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 el Grupo Balsas y la Riolita Tilzapotla, otras a las rocas volcánicas del Mioceno, y otras a toda la columna hasta la Formación Cuernavaca.

La falla más antigua reconocida es la falla de Jojutla (Fries op cit), que tiene rumbo NE y se extiende por aproximadamente 35 km el salto se le ha estimado entre 600 y 800 m Otra falla antigua, llamada falla del Cañón de lobos (Fries, op cit), tiene rumbo noroeste y atraviesa el anticlinal de Ticumán a la altura del poblado de Progreso, se continúa hacia el noroeste y hacia el sureste, aunque se encuentra cubierta por unidades terciarias. Posiblemente corta la falla de Jojutla en las cercanías de la Nopalera. Se le ha asignado un salto vertical de 1500 m (Fries, op. cit.) y también presenta un desplazamiento lateral derecho como se observó en las estrias. En el flanco occidental del anticlinal de Ticumán, se pueden distinguir (fig. V.5) numerosas fallas relativamente pequeñas orientadas tanto al noroeste como al noreste. Estas fallas, posiblemente pertenecen al mismo período de formación que las dos antes descritas. El resto de las fallas que se pueden ver en el mapa geológico (fig.V.2),

plegamiento, principalmente en las partes levantadas. Esta falta de una cubierta sedimentaria gruesa, permitió que se formaran estructuras secundarias aberrantes. El segundo, fue la presencia de anhidrita en la base de la Formación Morelos, como lo atestigua la perforación profunda en el anticlinal de Ticumán (PEMEX, 1973 en López-Ramos, 1981). El efecto de la anhidrita, fue el de fomentar el despegue ("décollement"), como puede haber sucedido en el anticlinal de Ticumán.

II.3.2 Fallas y Vulcanismo

Son escasas las fallas a las que se les ha podido asignar la edad. La mayor parte de las fallas del área en estudio presentan desplazamiento vertical, algunas con movimiento lateral también. 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 el Grupo Balsas y la Riolita Tilzapotla, otras a las rocas volcánicas del Mioceno, y otras a toda la columna hasta la Formación Cuernavaca.

La falla más antigua reconocida es la falla de Jojutla (Fries op cit), que tiene rumbo NE y se extiende por aproximadamente 35 km el salto se le ha estimado entre 600 y 800 m Otra falla antigua, llamada falla del Cañón de lobos (Fries, op cit), tiene rumbo noroeste y atraviesa el anticlinal de Ticumán a la altura del poblado de Progreso, se continúa hacia el noroeste y hacia el sureste, aunque se encuentra cubierta por unidades terciarias. Posiblemente corta la falla de Jojutla en las cercanías de la Nopalera. Se le ha asignado un salto vertical de 1500 m (Fries, op.cit.) y también presenta un desplazamiento lateral derecho como se observó en las estrias. En el flanco occidental del anticlinal de Ticumán, se pueden distinguir (fig. V.5) numerosas fallas relativamente pequeñas orientadas tanto al noroeste como al noreste. Estas fallas, posiblemente pertenecen al mismo período de formación que las dos antes descritas. El resto de las fallas que se pueden ver en el mapa geológico (fig.V.2),

son consecuencia de las 6 fases tectónicas que dieron origen a fallas y vulcanismo en la región (fig.V.6), las cuales se describen a continuación.

Fase 1

A esta fase se asocian las fallas que afectan a las rocas cretácicas que se describieron arriba, esta fase es a su vez responsable de la actividad volcánica presente en el Grupo Balsas.

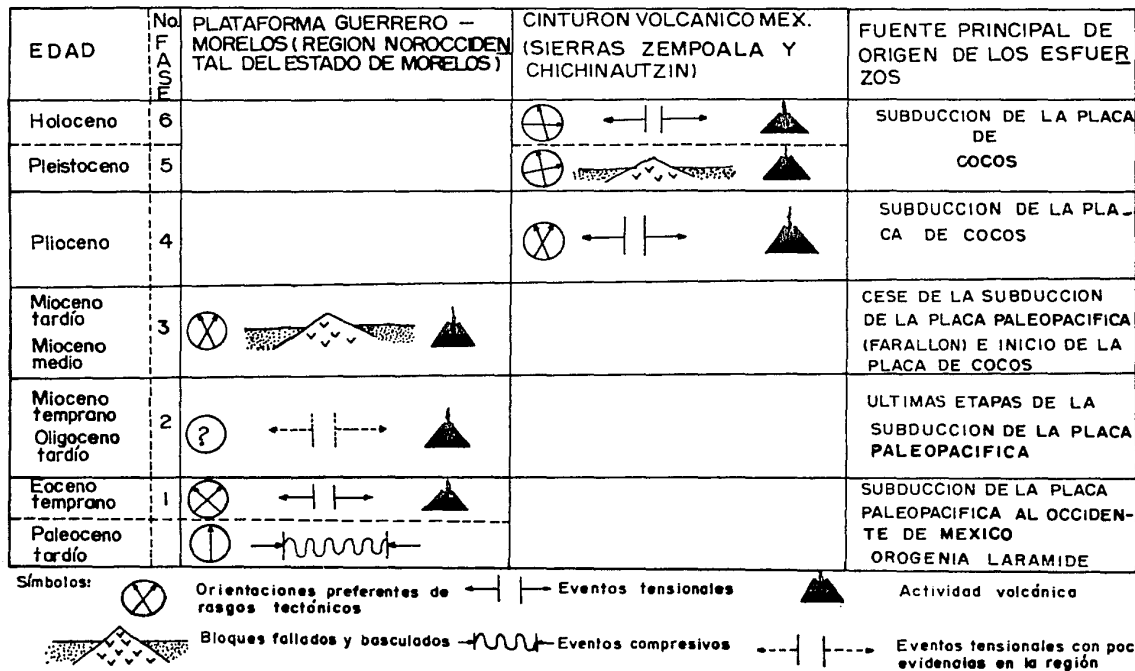


Fig.V.6 Relación de la tectónica Global con las Estructuras y Vulcanismo a partir del Paleoceno Tardío.

Fase 2

Durante este período, ocurrió la erupción de la Riolita Tilzapotla, contemporánea al vulcanismo ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental, por lo que podría considerarse como el extremo suroriental de dicha secuencia volcánica (Pasquare et.al., 1987).

Fase 3

A esta pertenecen algunas fallas reconocidas en la porción suroriental del Estado de Morelos, cuyo rumbo es NNE, así como el vulcanismo 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 en estudio, sin embargo más al norte, esta fase formó las Sierras de las Cruces, Monte Alto y Río Frio, que se orientan en las direcciones principales de fracturamiento (fig. V.6).

Fase 5

El vulcanismo del Pleistoceno Temprano que es el que caracteriza a esta fase no aflora en el área en estudio, no obstante, algunos alineamientos en la Sierra 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 período.

Caracterizada en la región, por un vulcanismo monogenético muy intenso, el cual se emplazó siguiendo fracturas de tensión que se encuentran sepultadas bajo dichos productos ígneos. Se considera que el espesor máximo del material emitido en la sierra Chichinautzin, es de aproximadamente 1800 m (Fries op.cit.).

V.3.3 Relación de la Geología Estructural con el agua subterránea

Desde el punto de vista hidrogeológico, los eventos tectónicos arriba descritos tienen mucha importancia en este trabajo, ya que la zona de recarga, como se verá más adelante, se encuentra en un medio fracturado, asimismo, el acuífero en las unidades calcáreas cretácicas, está influido de manera importante por los pliegues, diaclasas y fallas, que han favorecido el desarrollo del karst (ver figs.V.7 y V.8).

La disposición de las coladas lávicas de la Formación Chichinautzin y las fracturas de enfriamiento, favorecen la infiltración y circulación del agua subterránea hacia el sur, como puede verse en la figura V.9, donde se muestran también las cavernas, muy comunes en el miembro superior (Qc5) de esta unidad.

La Formación Zempoala se encuentra bastante fracturada, lo que ha incrementado su porosidad secundaria y permeabilidad. Esta característica, hace que permita grandes volúmenes de infiltración y circulación del agua subterránea.

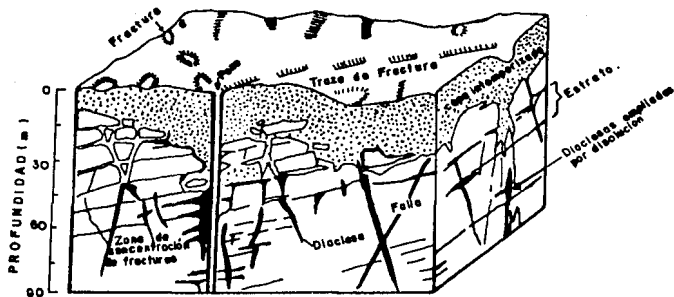


Fig.V.7 Distribución de zonas permeables en rocas carbonatadas fracturadas, donde se muestra que las posibilidades de acierto en la perforación de pozos en estas rocas son las zonas de intersección entre fracturas (Lattman y Parizek, 1964; en Freeze and Cherry, 1979).

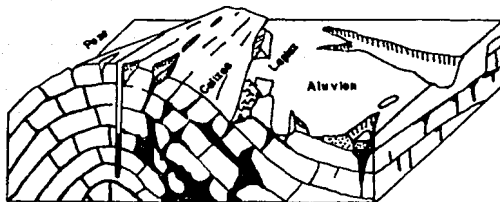


Fig.V.8 Zonas de alta permeabilidad en rocas carbonatadas plegadas y desarrollo de karst (Adaptado de Davis y De Wiest, 1966)

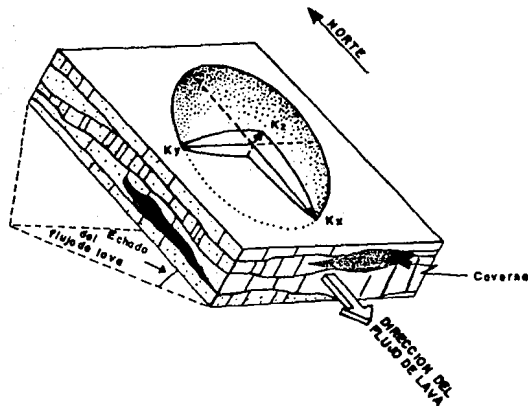


Fig.V.9 Orientación probable de la magnitud relativa de la permeabilidad en las rocas de la Formación Chichinautzin del flanco meridional de la sierra del mismo nombre. (Adaptado de Davis, 1969, en Freeze y Cherry, 1979).

V.4 Geología Histórica

A partir del depósito de la Formación Xochicalco que es la unidad litoestratigráfica más antigua que aflora en el área considerada, es posible resumir la evolución geológica en el tiempo.

El área estudiada estuvo cubierta por el mar durante el Barremiano-Aptiano; período en el que se depositó la Formación Xochicalco; un hiato, del que se desconoce su duración exacta, separa esta unidad del depósito de la Formación Morelos de edad Albiano medio-Cenomaniano Temprano. La base de la Formación Morelos está formada por anhidritas, lo que indica que existió una regresión que favoreció la formación de una extensa superficie con aguas someras que, al evaporarse, dieron origen a las anhidritas. Inmediatamente después, ocurrió un hundimiento irregular, que propició el depósito de cerca de 100 m de esta unidad en un banco calcáreo. Según Fries (1960), la dolomía de esta unidad se formó como consecuencia de un proceso diagenético, por lo que se considera que no hubo precipitación de dolomita.

En el Cenomaniano los mares se retiraron, al tiempo que se emplazaba el tronco granítico de Colotepec, junto con combamientos que originaron la erosión de la cima de la Formación Morelos. Otro hiato, que se extiende hasta el Turoniano Temprano, separa las formaciones Morelos y Cuautla. Cuyo depósito, ocurrió entre el Turoniano Temprano y el Turoniano Tardío. Sus facies indican que la costa se ubicaba al suroccidente; formandose un gran banco calcáreo, que se extiende desde la porción suroccidental del estado de Morelos, en su parte más meridional, hasta los límites entre los estados de Hidalgo y México, en su parte más septentrional.

A fines del Turoniano, sucedió un cambio en la sedimentación, originando un flysch (Formación Mexcala). Que indica un periodo de deformación, levantamiento y vulcanismo, debido a la interacción que existió entre el continente y la placa oceánica del pacifico oriental (Farallón), en la parte occidental de Norteamérica (Damon, et al, 1981). No se ha precisado el cese del depósito de la Formación Mexcala, no obstante, se le ha estimado para fines del Santoniano o inicios del Campaniano. Posteriormente a esta emersión, se inició la Orogenia Laramide, que es la respuesta tectónica de la migración hacia el oriente del arco cordillerano, como consecuencia de un cambio en el movimiento de las placas. Se considera que el periodo de duración de la orogenia, es del Paleoceno tardío al Eoceno temprano. Una fase distensiva, ocurrió a fines del Eoceno, la cual originó una serie de bloques fallados y vulcanismo asociado, que favoreció la acumulación del Grupo Balsas como consecuencia de la apertura de las cuencas originadas en este episodio tectónico.

Al final del Oligoceno, ocurrió el vulcanismo ignimbrítico que produjo la Riolita Tilzapotla, que corresponde con la regresión del arco magmático de la Sierra Madre Occidental (2a Fase). Esta actividad, continuó hasta principios del Mioceno.

A fines del Mioceno, se produjo otra fase distensiva (3a Fase), originada por el cese de norte a sur de la subducción paleopacífica y el inicio de la apertura del golfo de California (Cebull y Shurbet, 1987) en el norte del país; mientras que en el sur, la subducción se vuelve de tipo chileno (Placa de Cocos); este evento, causó fallamiento además de la erupción de las rocas volcánicas del Mioceno y la acumulación de la Formación Tepoztlán.

Durante el Plioceno Tardío se repitió el fallamiento (4a Fase) y el vulcanismo de composición intermedia que edificó la Sierra Zempoala. Al mismo tiempo y posiblemente hasta principios del Pleistoceno, ocurrió el depósito de los materiales clásticos de la Formación Cuernavaca, simultáneamente se formaron las llanuras aluviales, como consecuencia de los cauces fluviales provenientes de la Cuenca de México. Esto debió verse favorecido por el clima de fines del Plioceno antecedente a la glaciación.

En el Pleistoceno Temprano, ocurrió un periodo de fallamiento y basculamiento seguido de actividad volcánica intensa (5a Fase), que formó los miembros Qc1, Qc2, Qc3, y Qc4 de la Formación Chichinautzín, al tiempo que se intensificaba el desarrollo del karst en las unidades cretácicas, como consecuencia de las bajas temperaturas predominantes durante la glaciación, que favorecieron la disolución.

Por último, a principios del Holoceno, se emplazaron grandes volúmenes de lava y piroclastos, que han continuado hasta tiempos históricos (2400 años).

VI. HIDROGEOLOGIA

VI.1 Unidades Hidrogeológicas

De acuerdo con las características hidrogeológicas observadas en las unidades litoestratigráficas, que afloran en el área, es posible agruparlas de la siguiente manera (ver mapa hidrogeológico, Fig. VI.1):

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 unidades aquí agrupadas, es su permeabilidad alta debida a la disolución de la caliza y dolomía de que estan compuestas. Es común, también, el desarrollo de karst.

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, que es además el de mayor relevancia hidrogeológica, es el de la parte

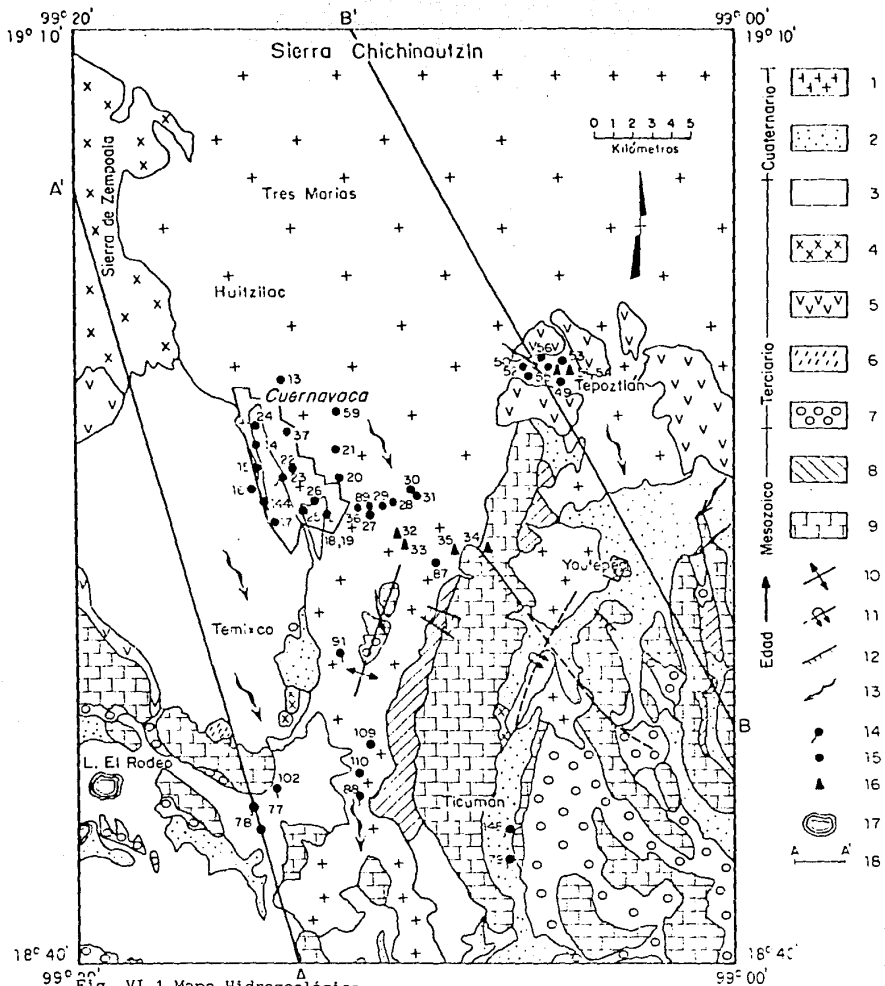


Fig. VI.1 Mapa Hidrogeológico

- 1.-Basaltos fracturados; 2.-aluvión; 3.-material granular de origen piroclástico y aluvial; 4.-secuencias de andesitas y brechas fracturadas, en algunos sitios riolita; 5.-lahares y tobas; 6.-Intrusivo granítico; 7.-conglomerado calizo; 8.-arenisca, limolita y lutita; 9.-calizas y dolomías; 10.-anticlinal; 11.-anticlinal recostado; 12.-falla normal; 13.-dirección principal de flujo de agua subterránea; 14, 15 y 16.-manantial pozo y noria a los que se les tomó muestra; 17.-lago; 18.-sección hidrogeológica

noroccidental del estudio, que corresponde a 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.

Acuífero Granular

Se consideran dentro de esta unidad hidrogeológica, los depósitos piroclásticos de la Formación Zempoala y los abanicos aluviales de la Formación Cuernavaca interdigitados con la Formación Zempoala, y todos los materiales clásticos con posición estratigráfica similar (Material clástico antiguo). Este es el acuífero 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.

Formación Chichinautzin (basaltos fracturados cavernosos)

Se agrupan en esta unidad, todas las rocas pertenecientes a la unidad litoestratigráfica del mismo nombre, en 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 como ya se había mencionado antes (fig.V.9). Estos basaltos con sus respectivas intercalaciones de piroclastos, son muy importantes en el área estudiada por conducir caudales bastante altos de agua, funcionan como acuífero en la porción centro-meridional del área en 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 a 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.

Formación Tepoztlán (lahares y tobas del terciario)

Esta unidad como se describió en el subcapítulo V.2, aflora únicamente en una franja de terreno en la parte meridional del estudio. Su composición lahárica y tobácea, aparentemente es de poca permeabilidad, no obstante, de acuerdo con el censo de SARH (1981), existen captaciones (pozos y norias) en el valle de Tepoztlán, que extraen caudales unitarios entre 1 y 24 lps. Por consiguiente, considerando la escasa distribución de esta unidad, se clasifica aquí como acuífero.

Aluvión del Cuaternario

Se encuentra distribuido en casi toda la región estudiada, pero los lugares en donde actúa como acuífero, es en la cuenca de Yautepec. Se desconoce el espesor de este, así como sus características hidráulicas. Se considera acuífero ya que tiene algunas norias y pozos.

Grupo Balsas

Se considera que posiblemente actúe como acuífero de manera local, sin embargo, con excepción del pozo 78 (fig. VI.1), no se localizó ningún otro en esta unidad. De acuerdo con los datos químicos, este acuífero, posiblemente forma parte del sistema de las calizas y dolomías, porque presenta la misma facies hidrogeoquímica como se verá más adelante no obstante dada la escasez de datos no se puede confirmar esto.

Unidades Impermeables

Se consideran aquí unidades impermeables o semipermeables, las intercalaciones de la secuencia flysch de la Formación Mexcala, que se cree actúan 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.

VI.2 Características de las Unidades Hidrogeológicas

Las características más importantes que deben considerarse para definir la distribución de las unidades hidrogeológicas, (López Vera, 1977) son las siguientes:

- Superficie
- Espesor
- Clasificación Hidrogeológica general de las unidades
- Condiciones hidrogeológicas en los bordes
- Heterogeneidades en caso de conocerse

Para los objetivos de este trabajo, se pretende con los datos disponibles y las observaciones de campo, hacer una aproximación de las características arriba mencionadas, lo más completa posible a fin de comprender mejor la hidrogeología de la región.

Calizas y Dolomías del Cretácico

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

Formación	Extensión	Espesor
Formación Xochicalco	10km ²	500 m
Formación Morelos	88 km ²	400-900 m
Formación Cuautla	105 km ²	100-750 m
Formación Mexcala	22 km ²	0-1200 m

La clasificación hidrogeológica de estas unidades es como sigue:

Formación Xochicalco	Acuífero
Formación Morelos	Acuífero
Formación Cuautla	Acuífero
Formación Mexcala	Acuitardo

Con base en la estratigrafía (Fries, 1960), se considera que el contacto entre las formaciones Xochicalco y Acuitlapán -que es la unidad infrayacente a la Formación Xochicalco-, constituye una barrera semipermeable o impermeable a efectos hidráulicos. Lateralmente, no es posible definir límites hacia el oriente, dada la amplia distribución de secuencias de rocas carbonatadas de edad similar hacia la Sierra Madre Oriental, no obstante, es posible definir su límite suroccidental en la paleopenínsula de Taxco, en donde podría presentarse otra barrera impermeable causada por la diferencia litológica, sin embargo, no se tiene noticia de algún trabajo sobre hidrogeología en esa región. Por otro lado el límite norte, no se encuentra en la Sierra Chichinautzin, como podría pensarse por el límite fisiográfico, ya que se han encontrado calizas en el subsuelo de la Cuenca de México y afloramientos de una secuencia similar, en el borde noroccidental de la mencionada cuenca (CAVM(SARH)-IGF(UNAM), 1987).

Las heterogeneidades de esta unidad se deben principalmente a la diferencia en composición de las formaciones y al desarrollo del karst.

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 su facies biostromífera que la Morelos, que en general, tiende a ser de textura 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

El área, espesor y clasificación de las formaciones pertenecientes a esta unidad se presentan en el siguiente cuadro:

Formación	Area	Espesor	Clasificación
Afloramientos superiores de la Formación Zempoala	76 km ²	800 m	Acuífero
R. Volcánicas del Mioc.	2 km ²	desconocido	Acuífero
Riolita Tilzapotla	1.5 km ²	250 m	?

En cuanto a las condiciones hidrogeológicas en los bordes, es importante hacer notar, que de acuerdo a sus edades, se encuentran posiblemente sobreyaciendo en algunas partes al Grupo Balsas y en otras partes a la Formación Mexcala o a las formaciones calcáreas cretácicas. Considerando su permeabilidad y distribución el límite inferior constituiría una barrera permeable, con excepción de los lugares donde se encuentre suprayacente a la Formación Mexcala, donde consideramos puede existir una barrera impermeable al flujo. Los límites oriental y occidental se encuentran directamente relacionados con la extensión de los flujos lávicos, piroclásticos y estructuras volcánicas que forman parte de las formaciones. Lo mismo puede decirse de los límites norte y sur.

Dada la variación en edad y origen de las rocas volcánicas que constituyen esta unidad, las heterogeneidades se deben esencialmente a estas diferencias, y en el caso de la Formación Zempoala, que es la que tiene los afloramientos más extensos, se debe a las variaciones del tipo litológico, que como se observó en el campo, consiste de lahares, tobas, brechas volcánicas y lavas andesíticas.

Acuífero granular

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 distribuye radialmente a partir de la Sierra Zempoala. Su

superficie aproximada es de 540 km², en la parte que corresponde a las Formaciones Zempoala y Cuernavaca propiamente, y de 25 km² para los depósitos clásticos antiguos. Su espesor es variable, siendo en las cercanías de la Sierra Zempoala, probablemente de 200 a 300 m. El cual se adelgaza progresivamente hacia el sur, en donde solo alcanza 2 m de espesor en algunos lugares. Por su parte el material clástico alcanza 100 m como espesor máximo. Ambos depósitos se consideran como acuíferos. Tanto el material clástico antiguo como las Formaciones Zempoala y Cuernavaca, presentan heterogeneidades verticales, 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.

Por esta razón, en los alrededores de la ciudad de Cuernavaca, esta unidad se comporta como multiacuífero, como se menciona en el subcapítulo anterior.

Las condiciones hidrogeológicas en su borde noroccidental, donde sobreyace a la Formación Tepoztlán, son muy importantes, porque actúa como barrera positiva al agua subterránea en el sentido de las rocas fracturadas y lahares topográficamente más altos, hacia los flujos piroclásticos y aluviones interdigitados topográficamente más bajos en zona de descarga. Dada la gran extensión de esta unidad, tiene relación en sus límites superior, inferior y meridional, prácticamente con todas las unidades. Se relaciona en su borde superior, con unidades más recientes como son: La Formación Chichinautzín y el Aluvión, de estas, se destaca la primera por ser su principal recarga en toda la parte centro-meridional del área. Mientras que la segunda, pudiera actuar como un acuífero independiente con posible influencia en la Formación Cuernavaca. En su límite inferior, se relaciona en primer término, con las unidades cretácicas a las que posiblemente recarga, asimismo, cubre en algunas partes, a otras unidades como la Riolita Tilzapotla y a las rocas volcánicas del Mioceno, cuya relación quizá sea la misma que con las rocas cretácicas. De manera similar se espera que sea el límite inferior y meridional con el Grupo Balsas.

Se han perforado aproximadamente 300 pozos que extraen un caudal de $50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ (SARH,1981). El coeficiente de transmisividad para este acuífero, obtenido mediante los métodos de Theis y Jacob es de 0.5 a $98.1 \times 10^{-3} \text{ m}^2$, que se ha considerado entre medio y alto para este tipo de acuífero (SARH,op cit). Por su parte, la empresa Servicios Geológicos S.A. (1970), había efectuado con anterioridad 3 pruebas de bombeo en la región de C.I.V.A.C. empleando los métodos de Hantush y Jacob para acuíferos parcialmente confinados, así como también el método de Jacob simplificado obteniendo valores de transmisividad en el pozo de observación de $1 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg}$, con coeficiente de almacenamiento de 8.2×10^{-3} , y de $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$ y $1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$ en los otros dos pozos respectivamente.

Formación Tepoztlán (Lahares y tobas del Terciario)

Esta unidad tiene una extensión aproximada dentro del área de 68 km^2 con un espesor de 1000 m (Fries,1960). Se considera como acuífero en el valle de Tepoztlán, no obstante, no es posible extender esta propiedad a otras regiones por no contar con datos que lo indiquen. Como se menciona en el subcapítulo V.2, esta unidad no es homogénea verticalmente, razón por la cual, es muy factible que algunas capas, como por ejemplo, las tobas, actúen como acuitardos, esto último es meramente apreciativo, porque no se cuenta con registros litológicos de los pozos que extraen agua de esta unidad.

En la región centro-septentrional del área, la Formación Tepoztlán se encuentra rodeada por rocas volcánicas más recientes. Al occidente por la Andesita Zempoala y al oriente por la Formación Chichinautzin. Más al sur, al suroccidente de Cuentepec, se encuentran afloramientos que en su borde meridional están en contacto (subyacentes) con la Formación Cuernavaca y no se conoce que condición hidrogeológica presentan. Lo mismo sucede con el borde suroccidental de los mismos afloramientos, que están en contacto (suprayacentes) con la Formación Morelos.

Aflora principalmente en la porción meridional del área, en donde cubre una superficie aproximada de 95 km², su espesor máximo es de alrededor de 2500 m (Fries, 1960), pero en promedio debe tener entre 400 y 1500 m

Por sus características de conglomerado bien consolidado se podría pensar que es poco permeable, pero no es así, porque se cree que está afectado por diaclasas y desarrollo de fenómenos cársticos. No se les ha considerado importantes en el área como acuífero, sin embargo podría tener zonas que se comporten como tales.

VI.3 Patrón de Flujo

Para conocer el patrón de flujo de los acuíferos superficiales de la región, La SARH efectuó piezometría en los años de 1980 y 1981, para los valles de Tepoztlán-Yautepec y Cuernavaca respectivamente. Para el presente trabajo se reinterpretaron los datos de dichas piezometrías, considerando los siguientes criterios:

- Localización del Pozo
- Profundidad del Pozo
- Nivel Estático
- Caudal
- Acuífero en que se encuentra (estimado para cada pozo a partir de la hidrogeología)

Al considerar en conjunto estas características, fue posible clasificar con una buena aproximación, que pozos se encuentran reflejando realmente la superficie piezométrica de un acuífero en particular.

Para identificar que acuífero explotan los pozos, y de esta manera poder emplear en la reinterpretación únicamente los pozos que estén indicando el nivel piezométrico de un solo acuífero, se

emplearon los datos químicos, el contenido isotópico y la situación geológica del aprovechamiento.

Para el caso del acuífero granular, fue posible distinguir dos niveles del acuífero, uno somero con nivel estático a 45 m de profundidad en promedio. Y uno profundo, con nivel estático promedio de 85 m, aunque podría haber más. Asimismo, fue posible distinguir la configuración de isopiezas para el acuífero granular que se muestra en la figura VI.2, donde se observa que el patrón de flujo superficial presenta tres componentes que confluyen en la parte central del Valle de Cuernavaca, a la altura del poblado de Emiliano Zapata. La occidental tiene una dirección que va de NNW a SSE, proveniente de la Sierra Zempoala, la oriental se dirige al WSW, cuyo carácter es local y proviene de la Sierra Barriga de Plata. Por último, la central, presenta una dirección de norte a sur, proveniente de la Sierra Chichinautzin. Mientras que para el patrón de flujo profundo solo se pudo obtener una sola componente que proviene de la Sierra Zempoala (ver Fig. VI.2).

Para los valles de Tepoztlán y Yautepec, se clasificaron los datos de manera similar, sin embargo, a los del valle de Yautepec, no fue posible aplicarles todos los criterios por contar con menos datos, los resultados de esta interpretación se muestran en la figura VI.2, en donde se puede ver que la dirección principal en Tepoztlán, es de NW a SE proveniente de la Sierra Chichinautzin. En Yautepec se juntan dos componentes. Una con dirección hacia el SSE, y otra hacia el SW, ambas provenientes de la Sierra Chichinautzin.

VII. HIDROGEOQUIMICA

VII.1 Facies Hidrogeoquímicas

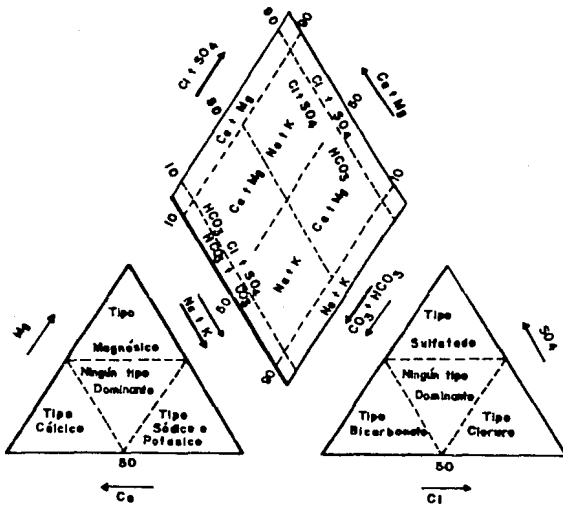
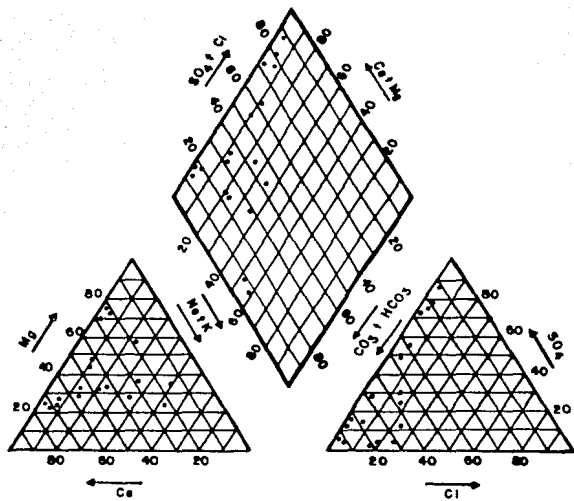
El concepto de facies hidrogeoquímicas fue desarrollado por Back, Seaber, Morgan y Winner entre 1961 y 1962 (Freeze y Cherry, 1979). Que es en esencia, una paráfrasis de la definición de facies empleada en las rocas, "facies, es el conjunto de partes identificables de distinta naturaleza pertenecientes a un cuerpo o sistema genéticamente relacionado". La facies hidrogeoquímica, es una zona que tiene concentraciones de aniones y cationes las cuales es posible describir como pertenecientes a categorías composicionales definidas. Por lo común las categorías composicionales se basan en las subdivisiones propuestas por Back (1961) cuyos límites se colocan en un diagrama de Piper. La distribución de estas subdivisiones y la de los datos obtenidos en este estudio, se presentan en la figura VII.1. Adicionalmente a esto, se elaboró un mapa hidrogeoquímico con diagramas de Stiff (fig. VII.2) en el que se puede ver claramente la distribución horizontal de las facies hidrogeoquímicas, y la configuración de el contenido de sólidos totales disueltos del acuífero granular.

VII.2 Evolución Química del Agua Subterránea

Aspectos técnicos

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.



CATIONES

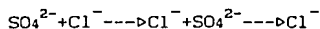
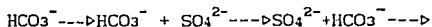
ANIONES

Fig.VII.1 Diagrama de Piper mostrando los datos químicos en % de meq/l, en la parte superior; y las divisiones propuestas por Back (1962), en la parte inferior.

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 la larga del patrón de flujo----->



Incrementa en edad----->

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 considerarse en términos de la escala y de la geología por la que atraviesa el agua, dejando abierta la posibilidad de que sea interrumpida o se encuentre incompleta.

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 HCO_3^- como anión dominante y baja cantidad de sólidos totales disueltos.

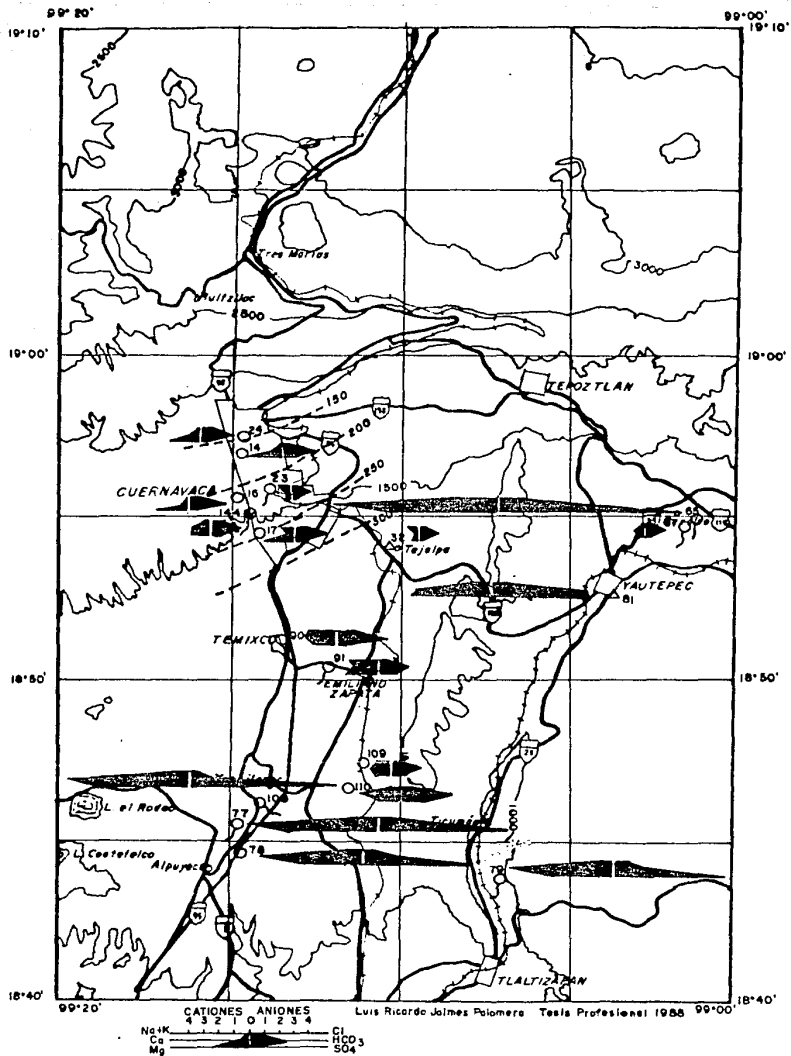


Fig.VII.2 Mapa Hidrogeoquímico

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 esta zona 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 en algunas cuencas sedimentarias, donde el agua subterránea de la parte superior puede tener decenas de años de antigüedad, 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 proveer información considerable sobre la historia del flujo del agua subterránea.

Por lo común ocurren importantes variaciones en los cationes principales dentro del flujo de agua subterránea, debido a que el intercambio catiónico 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 los cationes de la manera explicada antes para los aniones, sería de poca utilidad, porque 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 hidroquímicos específicos que puedan explicar las concentraciones observadas.

Resultados

Los resultados fisico-químicos (CAVM-IGF, 1987) se presentan en la tabla VII.1. La evolución química general para la región, tiende a seguir la misma dirección que el patrón de flujo de agua subterránea propuesto en la figura VI.2. Un incremento en la salinidad, se observa en la dirección de flujo y únicamente se presentan facies con HCO_3 y SO_4 como aniones dominantes.

De los datos fisico-químicos, se observa que la evolución química en el acuífero granular, se ve representada en la zona cercana a la recarga por una facies HCO_3 -Mg, como ocurre con los pozos de la ciudad de Cuernavaca. Más al sur en el mismo acuífero, hay un cambio a HCO_3 -Mg-Na, en los pozos ubicados en el sur de la ciudad de Cuernavaca que captan un nivel más profundo del acuífero, que como ya se mencionó, se considera un multiacuífero. El pozo más meridional de este sistema es la muestra no. 110, con facies HCO_3 - SO_4 -Ca-Mg. Dentro de este acuífero, existen aprovechamientos que desde el punto de vista geoquímico tienen una posible influencia de la recarga local como el pozo 109, cuya facies es HCO_3 -Ca-Mg-K. En la figura VII.3 se ve claramente el incremento en la salinidad que coincide con el patrón de flujo propuesto en la figura VI.2.

TABLA VII.1 Resultados Fisicoquímicos y razones iónicas

No.	C.E. mhos /cm	Ph	T oC	STD	Ca ⁺⁺ meq /l	Mg ⁺⁺ meq /l	Na ⁺ meq /l	K ⁺ meq /l	Cl ⁻ meq /l	HCO ₃ ⁻ meq /l	SO ₄ ⁼ meq /l	Na -- Cl	Na -- Ca	SO ₄ Ca	SO ₄ Cl
+14	160	7	20	181	0.60	2.14	.00	.00	.39	2.09	.02	.001	.00		
+16	170	6.5	19	207	0.60	2.79	.00	.00	.33	2.39	0.06	.001	.00		
+17	200	6.04	19	223	.60	1.97	.74	.00	.59	2.39	.06	1.25	1.23		
c23	*243	6.5	16.5	*170	.339	.399	.330	4.88	6.46	1.35	8.27	5.11	.974		
+24	190	6.6	19.5	*133	.80	2.14	.00	.00	.451	2.09	.083	.00	.00		
32	80	6.5	17.5	204	.157	.320	.421	.010	.025	1.472	.119	16.59	2.68		
677	2000		24.1	*1400	19.42	7.64	.997	.271	.536	6.71	19.85	1.86	.05	1.02	37.04
c78	1300		23.1	*910	10.10	4.48	.983	.113	.457	2.64	10.52	2.15	.09	1.04	23.03
679	1250	7.2	23.1	955	8.0	4.84	1.27	.330	.556	5.39	7.85	2.28	.15	.982	14.14
c81	1400		24.7	*980	6.45	6.56	1.31	.160	.542	7.74	7.94	2.43	.20	1.02	
+90	500	6	23.8	397	2.0	1.56	1.96	.00	1.24	3.74	.25	1.57	.979		
691	+410	6.4	20.6	287	1.65	2.09	.18	.11	.46	2.13	1.09	.39	.11		
6108	2100	7	22.5	2033	19.20	6.71	.866	.258	.550	7.72	21.0	1.57	.05	1.09	38.18
6109	320	6.5		391	1.41	1.19	.783	.171	.493	2.13	.479	1.58	.55		
6110	504	6.5		236	58	18	11.6	2.5	3.16	210	68.1				
6144	290	6.6	19.9	101	1.3	1.42	1.23	.05	.66	1.96	.37	.35	.18		

* CONDUCTIVIDAD ELECTRICA Y S.T.D. CALCULADOS

+ DATO DE SARH 1980 Y 1981

ñ DATO DE C.A.V.M. 1986

c DATO U. DE WATERLOO, CANADA 1986/87

á DATO INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM 1986/87

El agua que circula en los basaltos de la Formación Chichinautzin, presenta una facies HCO₃-Na-Mg en los manantiales de la ciudad de Cuernavaca. 10 km al sur, se observa una facies HCO₃-Mg-Na, con una tendencia a enriquecerse en magnesio en mayor proporción que en sodio, se observa también, un contenido de sólidos totales disueltos del orden de 154 mg/l, congruente con la distancia y dirección de flujo en este medio.

El acuífero en calizas y dolomías, presenta una facies SO₄-HCO₃-Ca-Mg, representada por las muestras 77, 79, 78, y 108, en las que se ve una afinidad entre las muestras 77 y 79, por

presentar una mayor proporción de HCO_3 , por su parte, las muestras 78 y 108 tienen mayor cantidad de SO_4 , como es posible apreciar en las relaciones SO_4/Ca , SO_4/Cl , y Na/Cl de la tabla VII.1. Los índices de saturación (ver tabla VII.2) indican una saturación en dolomita mayor que en calcita para este acuífero. En la figura VII.4, se muestran claramente las diferencias químicas entre los acuíferos indicando el tipo de aprovechamiento considerado.

En la figura VII.3, es posible ver de manera simplificada, la evolución química del acuífero granular, la de los basaltos fracturados, la del aluvión del valle de Yautepec y la de las calizas y dolomías. Como puede verse en la cuadrícula central del diagrama, las muestras se alinean en una sola dirección, que va del agua de los manantiales en basaltos a la de los manantiales en calizas, que podría indicar la evolución del agua subterránea en la región, así como también, la presencia de una mezcla. Las interpretaciones de la evolución química aquí presentada se discuten en el capítulo IX.

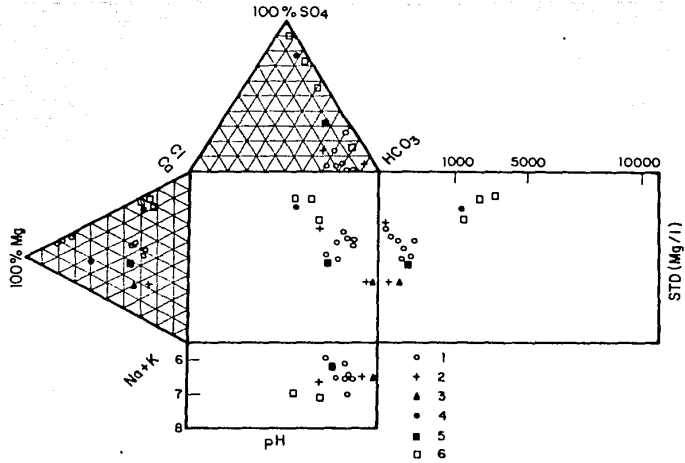


Fig.VII.3 Diagrama de Durov

1.-Pozo en acuífero granular; 2.-manantial en el contacto: material granular basaltos; 3.-noría en aluvión; 4.-pozo en calizas; 5.-manantial en basaltos; 6.-manantial en calizas

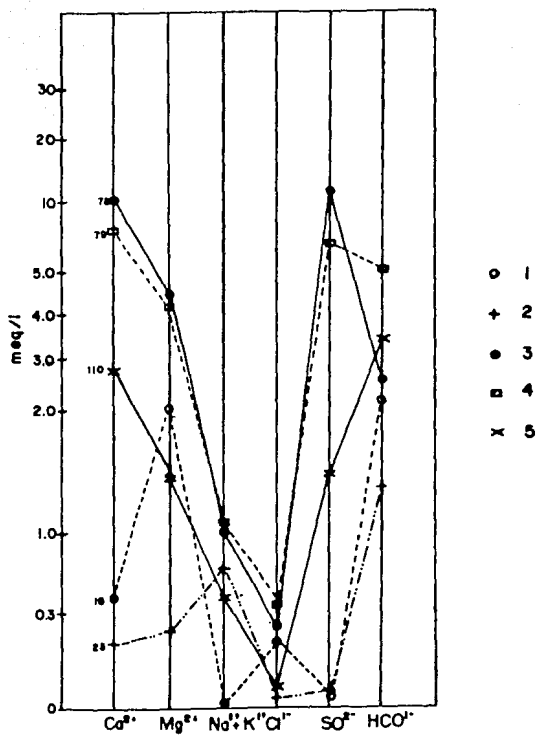


Fig. VII.4 Diagrama de Schoeller

1. Pozo en material aluvial; 2. Manantial en el contacto entre el acuífero granular y la Formación Chichinautzin; 3. Pozo en calizas; 4. manantial en calizas; 5. pozo en el acuífero granular de la región meridional del área.

VIII. ISOTOPOS AMBIENTALES EN EL AGUA SUBTERRANEA

VIII.1 Introducción

VIII.1.1 Isótopos

Un modelo simplificado para un átomo de un elemento dado, consiste de un núcleo rodeado por electrones moviéndose en sus órbitas. El diámetro de un átomo es del orden de 10^{-8} cm mientras que el del núcleo, el cual contiene casi la totalidad de la masa del átomo, es del orden de 10^{-13} cm. Los principales constituyentes del núcleo son protones y neutrones, los cuales son aproximadamente de la misma masa. Un protón tiene una carga eléctrica unitaria positiva, y el neutrón no tiene carga. El número de electrones orbitales en un átomo, es igual al número de protones, con la finalidad de preservar la neutralidad eléctrica. Los isótopos, son átomos de un mismo elemento que difieren en el número de neutrones en el núcleo; de manera que, tienen el mismo número atómico, pero diferente número de masa. El término *radioisótopo* o isótopo radioactivo, se emplea para aquellos isótopos de un elemento en los cuales el núcleo es inestable y se desintegra espontáneamente resultando en la emisión de *radiación* y en la formación de otro isótopo.

Un átomo de un elemento se encuentra caracterizado por su número atómico (el cual es igual al número de protones y neutrones). Por convención, la masa y los números atómicos, se colocan respectivamente como índice superior e inferior antes del símbolo químico del elemento, por ejemplo, $^{18}_8\text{O}$. Por lo común solamente el número de masa se coloca, porque el símbolo sin el índice superior se refiere a la mezcla de isótopos que ocurre en la naturaleza.

Nota: a partir este capítulo los conceptos que aparecen con *itálicas* dentro del texto, se explican en el glosario del anexo 1

Los 92 elementos que se encuentran en estado natural comprenden más de 1000 isótopos. la mayor parte de los cuales, ocurren en los compuestos de la tierra únicamente en cantidades traza, pero algunos de ellos, abundan lo suficiente para ser determinados cuantitativamente a través de análisis rutinarios en un *espectrómetro de masas*. La distribución de los distintos isótopos de un mismo elemento entre compuestos químicos en reacción o en fases coexistentes, no es uniforme, debido a que su comportamiento químico y físico es ligeramente diferente, del que son responsables las diferencias en contenido de masa y energía; las más grandes de las cuales se encuentran entre los isótopos de un elemento dado dentro de las que el *fraccionamiento isotópico* es lo más significativo. Este efecto es más pronunciado para elementos ligeros, mientras que algunos elementos pesados presentan efectos isotópicos que son bastante grandes como para ser de interés geoquímico, como sucede con los isótopos de uranio ^{234}U y ^{238}U que se han empleado en investigaciones de otras partes del mundo. La mayor parte de los estudios isotópicos ambientales, se han enfocado a los elementos ligeros y sus isótopos: hidrógeno (^1H , ^2H , ^3H), carbón (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C), nitrógeno (^{14}N , ^{15}N), Oxígeno (^{16}O , ^{18}O), y azufre (^{32}S , ^{34}S). que son los elementos más importantes en los sistemas biológicos y también participan en la mayor parte de las reacciones geoquímicas. Adicionalmente a esto, ocurren en una abundancia relativamente alta, y sus contenidos en diferentes compuestos se pueden determinar con incertidumbres analíticas mucho menores que las variaciones naturales.

En la tabla VIII.1 se muestran los principales isótopos empleados en estudios ambientales.

Elemento	Isótopos	Abundancia prom. en la Tierra (%)	Comentarios
Hidrógeno	¹ H.....	99.984	
	² H.....	0.015	
Carbón	³ H.....	10 ⁻¹⁴ a 10 ⁻¹⁶	radioac., t1/2=12.35
	¹² C.....	98.89	
	¹³ C.....	1.11	
Oxígeno	¹⁴ C.....	~10 ⁻¹⁰	radioac., t1/2=5730
	¹⁶ O.....	99.76	
Nitrógeno	¹⁷ O.....	0.037*	
	¹⁸ O.....	0.01	
	¹⁴ N.....	99.34	
Azufre	¹⁵ N.....	0.366	
	³² S.....	95.08	
	³³ S.....	0.75*	
	³⁴ S.....	4.21	
Estroncio	³⁶ S.....	0.02*	
	⁸⁴ Sr.....	0.56*	
	⁸⁶ Sr.....	9.86	
	⁸⁷ Sr.....	~7.02	
Uranio	⁸⁸ Sr.....	82.56*	
	²³⁴ U.....	~ 0.0056	rad., t1/2=2.47x10 ⁵
	²³⁵ U.....	0.7205*	rad., t1/2=7.13x10 ⁸
	²³⁸ U.....	99.274	rad., t1/2=4.51x10 ⁹

* Estos isótopos no se emplean hasta ahora en estudios ambientales
t1/2 = vida media del isótopo radioactivo en años.

Tabla VIII.1 Abundancia promedio de los isótopos de los elementos mayores empleados en estudios ambientales (tomada de Fritz y Fontes, 1980)

VIII.1.2 Isótopos Ambientales

Isótopos ambientales, podrían definirse como aquellos isótopos, estables o radioactivos, que se encuentran en el ambiente en concentraciones variables. Los isótopos ambientales más comúnmente empleados en hidrogeología, son los isótopos estables, deuterio, oxígeno-18, y carbono-13, así como también, los radioisótopos tritio y carbono-14. (Que junto con el azufre-34 son los empleados en este trabajo). Un cierto número de otros isótopos que quedan comprendidos dentro de esta definición, se han estudiado por su uso potencial en hidrogeología. El silicio-32 es uno de los más sobresalientes, debido a su vida media (100 años) que es intermedia entre la del tritio y la del carbono-14, aunque no se ha empleado ampliamente. Más recientemente se ha usado el argón-39 cuya investigación permanece en desarrollo. La desventaja de estos últimos, es que se requieren grandes cantidades de agua (unas cuantas toneladas) para proveer suficiente muestra para ser medida. Otros estudios se han desarrollado con criptón-85 y helio-3, que son productos estables del tritio, sin embargo, debido a que no se han utilizado ampliamente, no se consideran aquí.

VIII.1.3 Isótopos Estables

Oxígeno-18 y Deuterio

El deuterio y el oxígeno-18 se encuentran en los océanos en concentraciones de alrededor de 310 ppm y 1990 ppm para las especies moleculares HDO y H₂¹⁸O respectivamente. Las variaciones en concentración de estos isótopos se pueden medir en un espectrómetro de masas y se expresan en notación delta (δ) como sigue:

$$\delta x = \frac{R_m - R_{pt}}{R_{pt}} \times 10^3$$

Donde:

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

R_{pt} =la razón isotópica (D/H o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) del patrón

Los valores delta se expresan en partes por mil (‰).

El patrón adoptado universalmente para el deuterio y oxígeno-18 es el SMOW (Standard Mean Ocean Water). Este se refiere a un agua hipotética cuyas razones isotópicas se encuentran 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 oxígeno-18 es el mismo que el del SMOW antes definido y cuyo contenido de deuterio es 0.2 ‰ más bajo. Por lo tanto para propósitos prácticos el V-SMOW y el SMOW se consideran idénticos, debido a que la precisión de las mediciones es por lo común 2‰ y 0.2‰ para el deuterio y oxígeno-18 respectivamente.

Cuando el agua cambia de estado mediante la condensación o vaporización (debido a condiciones termodinámicas), ocurre un fraccionamiento isotópico debido a la diferencia de presiones de vapor y velocidades de reacción de las diferentes especies isotópicas del agua. El vapor de agua en equilibrio con el agua líquida se empobrece en especies de isótopos pesados con respecto a la fase líquida.

Existe un cambio estacional en la composición de isótopos estables de la precipitación en una localidad dada, donde los valores más empobrecidos (los cuales presentan valores más negativos) ocurren en los meses más fríos. También, valores más empobrecidos se obtienen en altas latitudes. La precipitación en localidades continentales está más empobrecida que aquella que cae cerca de la costa.

Cuando el agua sufre evaporación las especies isotópicas más ligeras dejan la superficie preferencialmente, mientras que el

agua que permanece se vuelve más enriquecida por etapas en especies más pesadas. El grado de enriquecimiento depende de la temperatura, la humedad relativa de la atmósfera, y el balance hidrológico del cuerpo de agua superficial. El enriquecimiento del oxígeno-18 es de casi la mitad en magnitud que el de deuterio. Un proceso importante que controla el enriquecimiento de agua superficial es el intercambio molecular, que ocurre entre la superficie del agua y el vapor de agua atmosférico.

Los valores de deuterio y oxígeno-18 de las aguas naturales obedecen la siguiente correlación general obtenida por Craig (1961), con muestras provenientes de todo el mundo.

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

Posteriormente el Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA), estableció 144 estaciones meteorológicas en todo el mundo, y observó un período inicial de 40 meses obteniendo valores similares, aunque más precisos:

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

La composición de los isótopos estables de las aguas naturales se coloca en un diagrama $\delta D/\delta^{18}O$. El diagrama esquemático en la figura VIII.1 ilustra la precipitación meteórica global en la línea AB. Las muestras de agua que no han sido sujetas a evaporación significativa se colocan a lo largo de esa línea que se conoce como línea meteórica mundial. Las aguas que han sufrido evaporación apreciable pueden quedar fuera de la línea meteórica, cuya pendiente tiene por lo general valores entre 4 y 6 (fig. VIII.1). La intersección con la línea meteórica en la figura VIII.1 representa la composición de isótopos estables del agua superficial anterior a su enriquecimiento o empobrecimiento causado por los procesos indicados en la figura VIII.1.

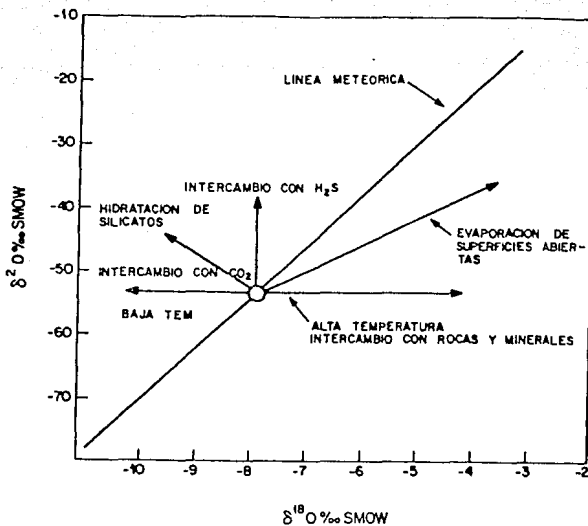


Figura VIII.1 Curva meteórica y procesos que pueden modificar el contenido isotópico en el agua subterránea (Fritz, 1984).

Carbono-13

El carbono-13 es un isótopo estable que se encuentra en todos los compuestos que contienen carbono. La abundancia relativa de carbono-13 en una muestra analizada, se expresa como diferencias en partes por mil (‰) de un "carbonato promedio marino" que se llama patrón PDB (Peedee Formation Belemnite del Cretácico Tardío de Carolina del Norte E.U.) Este isótopo se emplea en Hidrogeología por lo general en los estudios que incluyen carbono-14, debido a que caracteriza distintas procedencias del carbono como se indica en la figura VIII.5. Adicionalmente a esto, se considera como índice de intercambio isotópico en el acuífero. Por estas dos razones, se le emplea para corregir la edad del agua subterránea por el método del carbono-14.

Azufre-34

El azufre, es el elemento número 16 que se caracteriza químicamente por su posición entre el oxígeno y el selenio dentro del sexto grupo de la tabla periódica. Comprende cuatro isótopos estables como se ve en la tabla VIII.1.

Por las variaciones en el fraccionamiento isotópico que dependen de las diferencias relativas de masa, cada muestra de composición isotópica homogénea, está caracterizada por un solo valor de razón isotópica. Por este motivo es conveniente medir la razón entre los dos isótopos más abundantes. $R = {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$.

Los datos de isótopos de azufre se publican normalmente en la notación δ (de la misma manera que los isótopos de oxígeno e hidrógeno). El patrón es el azufre de la troilita de la meteorita del Cañón del Diablo. Su razón ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$ se toma como 0.0450045 (ó ${}^{32}\text{S}/{}^{34}\text{S} = 22.220$) por convención. La figura VIII.4 muestra un resumen de la distribución del isótopo azufre-34 en compuestos naturales que lo contienen.

VIII.1.4. Isótopos Radioactivos

Tritio

El tritio (${}^3\text{H}$) es el isótopo radioactivo del hidrógeno que tiene una vida media de 12.43 años y emite radiaciones beta de baja energía ($E_{\text{max}} = 18 \text{ kev}$). Las concentraciones naturales de tritio en el agua, se miden en términos de una razón isotópica conocida como unidades tritio (U.T.). Que se podría definir más rigurosamente como razón tritio (R.T.). Una unidad tritio es una razón isotópica de (${}^3\text{H}/{}^1\text{H}$) = 10^{-18} . Un litro de agua con una concentración de una unidad tritio produce 7.2 dpm (0.12 Bq). El tritio ambiental que ocurre en la precipitación proviene de dos fuentes. La primera, resulta de la interacción de los rayos cósmicos productores de neutrones en la atmósfera superior con los átomos de nitrógeno (${}^{14}\text{N} + n \longrightarrow {}^3\text{H} + {}^{12}\text{C}$). El ritmo de producción en toda la atmósfera se ha estimado como de 0.25 átomos/cm²/s. Las estimaciones para las concentraciones provenientes de esta fuente varían alrededor de 5 y 20 U.T.

dependiendo de la localidad geográfica. La segunda fuente de tritio es producto del hombre y se deriva de 1952, se debe principalmente a la detonación de pruebas term nucleares. Estas pruebas atmosféricas, inyectaron pulsos periódicos de tritio en la atmósfera de modo que las concentraciones en la precipitación se incrementaron tres veces en el hemisferio norte en 1963, con respecto a las provenientes de la fuente natural producida por los rayos cósmicos. Se notaron también, incrementos en la concentración en el hemisferio sur, pero solo del doble de la producción natural, debido a la baja relación tierra/oceano en ese hemisferio y también porque la mayoría de las pruebas fueron detonadas en el hemisferio norte. Desde mediados de los sesentas, las concentraciones han decrecido, pero permanecen altas con respecto a lo que se denomina niveles pre-bombas, exceptuando algunas localidades tropicales y oceánicas. Recientemente en algunas áreas, han habido evidencias de incremento en el contenido de tritio ambiental del agua, atribuible a liberaciones de radiación en las cercanías de lugares con facilidades nucleares, por lo que debe tenerse un cuidado especial al interpretar datos de tritio en esas áreas.

Desde 1961 la concentración de tritio y también la composición de los isótopos estables de la precipitación, ha sido monitoreada en un proyecto de la IAEA/WMO con más de 140 estaciones en todo el mundo. Los datos de este proyecto se publican periódicamente y se han observado las siguientes tendencias generales de la distribución de tritio en la precipitación. Las concentraciones en una localidad dada, varían estacionalmente con un máximo al final de la primavera-inicio de verano, y un mínimo en invierno. Las más altas concentraciones en el hemisferio norte ya se mencionaron antes. Sin embargo, existe también una tendencia a incrementarse en latitudes altas. Se ha observado también un efecto continental al observar concentraciones más altas en localidades que se encuentran en el interior del continente.

El conocimiento de la concentración de tritio en la precipitación, es un requisito indispensable para estimar la cantidad de tritio que ingresa en un área dada, para interpretar

las concentraciones encontradas en el agua subterránea. Empleando los datos del proyecto IAEA/WMO, es posible establecer correlaciones entre estaciones y estimar las concentraciones de tritio en sitios donde no hay mediciones actuales de tritio disponibles.

Carbono-14

"Las propiedades de producción del carbono 14 se consideran a continuación:

El carbono-14 es un isótopo radioactivo del carbono que tiene una vida media de 5730 años y emite radiación beta ($E_{max} = 156$ Kev). Las concentraciones ambientales de carbono-14 se expresan como porcentaje del carbono-14 moderno. Las concentraciones del carbono-14 moderno se refieren al año 1950 y es igual al 95% de la concentración de radiocarbono del ácido oxálico patrón del National Bureau of Standards (NBS). Por esta razón se expresan como pmc (porcentaje de carbono moderno).

El carbono-14 ambiental es producido en la atmósfera superior por la reacción de los neutrones de los rayos cósmicos con los átomos de nitrógeno ($^{14}\text{N} + n \longrightarrow ^{14}\text{C} + \text{H}^1$). El carbono-14 se oxida a dióxido de carbono y se vuelve parte de la reserva de dióxido de carbono de la atmósfera, fijandose posteriormente en los seres vivos. El carbono-14 ha sido añadido a la atmósfera desde 1952 como resultado de las pruebas termonucleares" (Payne, 1983).

El carbono-14 no es un trazador isotópico de la molécula del agua, pero ocurre en el agua en varias especies disueltas de carbono inorgánico. La naturaleza no conservativa del carbono-14 implica que para utilizarlo como indicador en el agua, es necesario el empleo de un análisis químico muy completo (incluyendo medidas de alcalinidad en el campo) y el $\delta^{13}\text{C}$ de las diferentes especies de carbono presentes, para poder hacer una interpretación completa de los datos del carbono-14.

VIII.2 Isótopos Estables en el Agua Subterránea

Para conocer las direcciones de flujo y otras propiedades del acuífero, se emplean métodos indirectos como son, la medición de niveles potenciométricos o el cálculo de parámetros a través de pruebas de bombeo, pero escasamente se consideran propiedades del agua misma. Los isótopos ambientales proveen información sobre el tipo, origen y edad del agua subterránea, por lo que se consideran como los mejores trazadores del agua subterránea conocidos hasta el momento.

Se han reconocido algunas reglas generales para la distribución de estos isótopos en el agua subterránea y son:

1) Si el contenido isotópico no cambia (especialmente) dentro del acuífero, este reflejará el origen del agua.

2) Si el contenido isotópico cambia a lo largo de los patrones de flujo, este reflejará la historia del agua.

El origen trata de la localidad, período y procesos de la recarga.

La historia trata de las mezclas, salinización y procesos de descarga.

Las técnicas de isótopos ambientales pueden atacar cualquier problema hidrológico sin límite de escala espacio-temporal.

VIII.2.1 Oxígeno-18 y Deuterio

Aspectos Tebricos

"Las concentraciones de isótopos ambientales en el agua están controladas básicamente por el número de etapas de condensación que resultan en precipitaciones y por las condiciones ambientales que rigen durante las evaporaciones subsecuentes.

Los procesos de condensación, en los que se fraccionan los isótopos, dependen de la temperatura, y en menor grado de los cambios de presión. Lo más significativo para un vapor atmosférico dado, es el proceso de enfriamiento, que es el que produce el mayor empobrecimiento de ^2H y ^{18}O en la fase de vapor y como consecuencia, también en las fases líquida o sólida subsecuentes. Un enfriamiento en varias etapas produce una fase condensada (líquida o sólida) progresivamente más empobrecida en isótopos pesados (^2H y ^{18}O). Para propósitos prácticos este efecto de temperatura se divide en términos de:

altitud- Una tendencia a una correlación lineal negativa del contenido de isótopos pesados de la lluvia al incrementarse la altitud.

Cantidad- Una tendencia negativa entre la cantidad de lluvia y el contenido isotópico.

Distancia de la fuente de vapor- Las precipitaciones continentales están empobrecidas en ^{18}O y ^2H comparadas con las lluvias costeras.

Paleoclima- La precipitación caída bajo condiciones climáticas frías, está empobrecida en isótopos pesados comparada con la que se precipitó en períodos templados.

Variaciones estacionales y de períodos cortos- Las precipitaciones de invierno tienden a estar empobrecidas en ^{18}O y ^2H con respecto a las lluvias de verano." (Fontes, 1980).

Resultados

Se analizaron 48 muestras de agua subterránea (la mayor parte de ellas en el laboratorio de isótopos del Instituto de Física de la UNAM), los resultados se presentan en la tabla VIII.2. La precisión de los análisis es de ± 0.2 ‰ para el oxígeno y de ± 2 ‰ para el deuterio. Para el análisis se utilizaron las técnicas convencionales de preparación (Gonfiantini, 1977). Los resultados están expresados con respecto a la referencia V-SMOW.

Los pozos de la parte occidental del área, que extraen agua del acuífero granular del abanico volcánico-aluvial, tienen un contenido isotópico promedio de $\delta\text{D}=-76$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}=-11.1$ ‰ (ver figura VIII.2). Valores, que son ligeramente más negativos que los resultados promedio de la parte central del área, en donde este acuífero presenta depósitos fluviales, representados por el material clástico antiguo, que se encuentra cubierto por derrames basálticos de la Formación Chichinautzin, cuyos valores son $\delta\text{D}=-75$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}=-10.7$ ‰. Estos valores son esencialmente los mismos, que presentan los manantiales que ocurren en el cambio de permeabilidad que tiene lugar en el contacto de los basaltos con el acuífero granular, cuyos valores promedio son $\delta\text{D}=-75$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}=-10.8$ ‰. Esto último podría atribuirse a que algunos pozos captan agua directamente de los basaltos, y otros, en la porción del acuífero granular que se cree recibe recarga de los mismos. Como se puede observar, los contenidos isotópicos del acuífero granular, difieren de un depósito a otro, lo que podría pensarse

TABLA VIII.2 Resultados de isótopos estables y radioactivos

No.	Localización	Ap.	H-2 o/oo SHOW	O-18 o/oo SHOW	d Ex D	Tritio U.L. EDT	S-34 o/oo SHOW	O18(SO4) o/oo	C-13 o/oo PDB	C-14 o/oo pnc Ac. Oxal	Edad
13	Cuernavaca	P	-78	-10.8	12.6						
14	Cuernavaca	P	-75	-11.2	8.4						
15	Cuernavaca	P	-74	-10.7	15.6						
16	Cuernavaca	P	-76	-10.9	11.6						
17	Cuernavaca	P	-75	-11.2	11.2						
18	Cuernavaca	M	-75	-10.9	14.6						
19	Cuernavaca	M	-75	-10.9	12.2						
20	Cuernavaca	P	-75	-10.9	12.2						
21	Cuernavaca	P	-76	-11.0	12.0						
22	Cuernavaca	P	-75	-11.2	14.6						
23	Cuernavaca	M	-78	-10.9	9.2				-14.1	120	Moderna
24	Cuernavaca	P	-77	-10.7	8.6						
25	Cuernavaca	P	-76	-11.0	12.0						
26	Cuernavaca	P	-76	-10.9	11.2	3.0					
27	ElTejamanil	P	-76	-11.3	14.4						
28	MexamaA	P	-76	-11.2	13.6						
29	MexamaC	P	-78	-11.0	10.0						
30	CIVAC	P	-74	-10.9	13.2	3.0					
31	CIVAC	P	-76	-10.9	11.2						
32	Tejalpa	M	-76	-10.9	11.2	6.5					
33	Tejalpa	M	-72	-11.0	16.0						
34	Cuernavaca	M	-68	-9.4	7.2						
35	Cuernavaca	M	-66	-9.3	8.4						
36	Col. IDabrit	P	-77	-11.1	11.8						
49	Tepoztlán	M	-73	-10.6	11.8						
50	Tepoztlán	M	-74	-10.4	9.2		9.7				
51	Tepoztlán	M	-72	-10.5	12.0						
52	Tepoztlán	P	-72	-10.3	10.4						
53	Tepoztlán	M	-72	-10.2	9.6						
54	Tepoztlán	M	-76	-10.3	6.4						
55	Tepoztlán	M	-69	-10.1	11.8						
56	Tepoztlán	M	-78	-10.6	6.8						
59	Ind. Tecnos	P	-74	-10.9	13.2						
60	Cuatla	P	-75	-10.9	12.2						
68	Oaxtepec	M	-72	-10.2	9.6		16.78	14.7			
69	Tlanamulco	M	-69	-9.5	7.0						
70	c.w Cuautla	P	-69	-10.0	11.0						
71	Acatlahuaca	P	-71	-10.1	9.8						
72	Itayacapan	P	-73	-10.5	11.0						
73	Casasano	P	-75	-10.2	6.6						
74	Las Tazas	M	-71	-10.3	11.4	2.9+.8					
75	Huitzilac	P	-78	-11.0	10.0						
77	Atoyaca	M	-75	-10.6	9.8	3.9+.8					
78	Atzacoloyaca	P	-79	-10.0	1.0	5.9+.7			-7.6	55	Moderna
79	Las Estacas	M	-71	-10.2	10.6	7.4+.1	15.63	14.2	-6.1	46	Moderna
87	Tejalpa	P	-77	-10.2	4.6						
88	San Ramon	M	-74	-10.8	12.4	3+.8	16.05	13.3			
89	AndSA	P	-73	-10.5	11.0						
90	Temiaco	P	-78	-11.1	10.8						
91	Palo Escrito	M	-77	-10.4	6.2	4.2					
108	Palo Bolero	M	-75	-10.3	7.4		16.31	13.93			
109	Tezoyuca	P	-73	-10.3	9.4						
110	Tezoyuca	P	-75	-10.8	11.4						
144	San Antón	M	-77	-10.7							
149	Ticuman	M	-71	-10.3	11.4						
156	Riveter	P							-11.3	87	Moderna

No.=Número de muestra Ap.=Aprovechamiento P=Poza
M=Menestral L=Laguna Ex D = Exceso de Deuterio o/oo.
Li=Lluvia

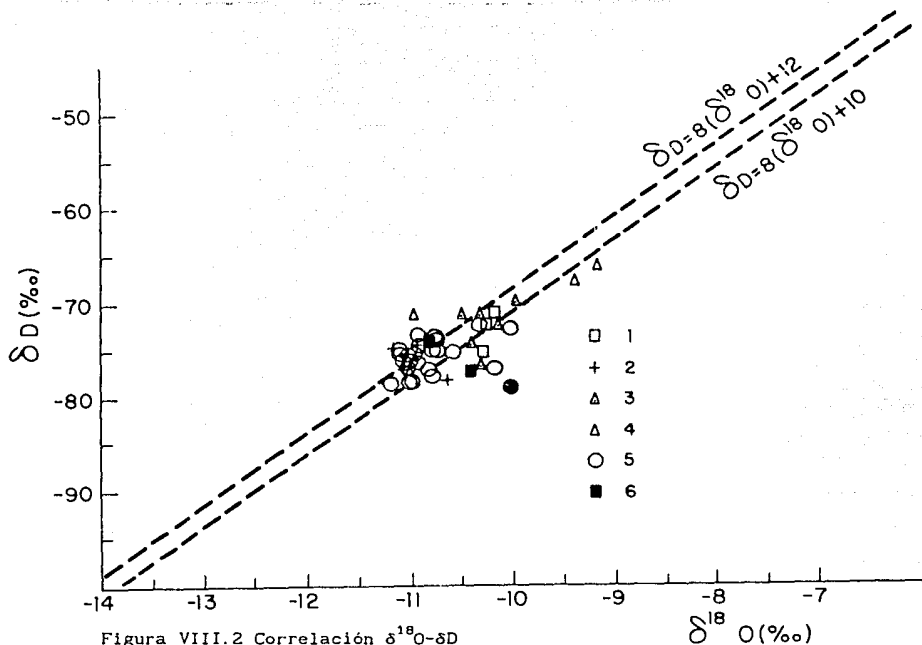
se debe a un error analítico, no obstante, el número de muestras con que se cuenta para ambos depósitos es muy numeroso, lo que podría indicar diferencias en los procesos de recarga como se verá en el capítulo IX.

Las norias y pozos del valle de Tepoztlán, presentan valores medios de $\delta D = -73$ ‰ y $\delta^{18}O = -10.3$ ‰, ligeramente más enriquecidos que los antes descritos para el valle de Cuernavaca. Por su parte, los valores del valle de Yautepec, son $\delta D = -73$ ‰ y $\delta^{18}O = -10.5$ ‰, que son prácticamente los mismos que los de Tepoztlán.

El promedio de los resultados obtenidos para el acuífero en calizas y dolomías es de $\delta D = -74$ ‰ y $\delta^{18}O = -10.3$ ‰ muy similares a los de Yautepec y Tepoztlán, no obstante, presentan características químicas distintas.

Los pozos que posiblemente indican el valor isotópico de la recarga local, tienen características isotópicas ($\delta D = -66$ ‰ y $\delta^{18}O = -9.3$ ‰), que están más enriquecidas en isótopos que el resto, esto puede deberse a una infiltración a altitudes menores, posiblemente provenientes de la Sierra Barriga de Plata (ver fig. V.2). Sus características químicas que se salen del contexto evolutivo de este acuífero apoyan esta idea.

En la figura VIII.2 se presenta la correlación $\delta D - \delta^{18}O$, de todas las muestras consideradas. las dos líneas punteadas, representan dos líneas meteóricas distintas. La que tiene ordenada al origen +10 es la línea meteórica mundial y la de ordenada +12 es la que se obtuvo en la Sierra de las Cruces (Cortés y Farvolden, 1987), que por ser la referencia más cercana se considera como línea meteórica local. No se aprecian variaciones estacionales en la región, ya que como se mencionó antes, el mayor volumen de la precipitación cae en un período específico del año, además de que el agua subterránea refleja el promedio pesado de ese período.



1.-manantial en calizas; 2.-manantial en el contacto: basaltos material granular; 3.-norria en lahares y tobas andesiticas; 4.-norria en aluvi3n; 5.-pozo en acuífero granular; 6.-manantial en basaltos

VIII.2.2 Azufre-34 y Oxigeno-18 del Sulfato

Aspectos Tebricos

A diferencia de los is3topos de deuterio y oxigeno-18 discutidos anteriormente, el azufre-34 y el oxigeno-18 del i3n sulfato tienen otras propiedades de fraccionamiento, lo que permite aprovechar esto para conocer el origen de las fuentes generadoras del azufre contenido en el agua.

Los compuestos de azufre en el agua son comunes. Bajo condiciones oxidantes, el sulfato (SO_4^{-2}) es la especie dominante, mientras que para condiciones reductoras prevalece el sulfuro (como H_2S o HS^-). Las razones de los isótopos estables del azufre de estos compuestos, pueden indicar el origen de las especies disueltas en el agua, o también, dar información sobre las reacciones y procesos geoquímicos que lo afectan. Mientras que las razones de isótopos estables del oxígeno contenidas en el sulfato, proveen información acerca del origen de las especies de sulfato y sobre el ambiente geoquímico en donde se encuentra el agua que contiene el sulfato.

El sulfato que se encuentra en el agua subterránea, puede provenir de la solución de minerales evaporíticos como la anhidrita y el yeso, que se encuentran en el acuífero o en el trayecto del agua hasta él. Dicha solución, puede elevar la concentración del sulfato hasta 2000 mg/l. El sulfato se puede derivar también de la oxidación de sulfuros, dicha oxidación, puede ser mayor en zonas donde estos minerales se encuentran expuestos al ataque del oxígeno. También se presentan unos cuantos miligramos por litro de sulfato en la precipitación, en donde este proviene de los aerosoles oceánicos, de la solución de óxidos gaseosos de azufre y particularmente, de polvo mineral de sulfato levantado por el viento en regiones áridas. Los óxidos gaseosos, son de fuentes naturales como los volcanes, o de la oxidación del H_2S producido en ambientes reductores como los pantanos, o también, por fuentes artificiales como la combustión de combustible fósil.

El sulfuro, que en el agua se encuentra como H_2S o HS^- , únicamente se encuentra en concentraciones bajas, debido a la baja solubilidad de los sulfuros, no obstante, la mayor parte del sulfuro se forma dentro del sistema acuífero mismo, mediante la reducción de los iones de sulfato en el agua o por la descomposición de materia orgánica en el acuífero.

El ^{34}S tiende a enriquecerse en isótopos pesados dentro del sulfato y a empobrecerse en el sulfuro. El sulfato moderno, así como las evaporitas actuales, tienen valores de $\delta^{34}\text{S}$ de +20 ‰. Los datos de depósitos evaporíticos, atestiguan que han existido variaciones isotópicas temporales en los océanos ancestrales, debidas probablemente, a la introducción de fraccionamiento isotópico del azufre durante los procesos de remoción, como son los de reducción biológica y formación de evaporitas (Krouse, 1980). En la figura VIII.4 se observa la distribución de los contenidos de ^{34}S en los materiales de mayor relevancia geoquímica.

Resultados

Con objeto de determinar el origen de los compuestos de azufre, que en forma de sulfato presenta en abundancia el acuífero en calizas y de hacer inferencias sobre el patrón de flujo regional, se analizaron 4 muestras de agua y una de yeso proveniente de una lente formada en el conglomerado del Grupo Balsas, encontrada al norte de Yautepec. Los resultados aparecen en la tabla VIII.1. Las muestras de azufre se analizaron en el laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones del Agua Subterránea de la Universidad de Waterloo en Ontario Canadá. Todas las muestras de agua muestran valores de +15.6 ‰ a +16.8 ‰ para el $\delta^{34}\text{S}$, y de +13.9 ‰ a +14.7 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. La excepción es la muestra no. 50 que presenta un valor de +9.7 ‰ para el $\delta^{34}\text{S}$. El análisis de la evaporita mostró un valor de +16.0 ‰ para el $\delta^{34}\text{S}$ y de +14.14 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$.

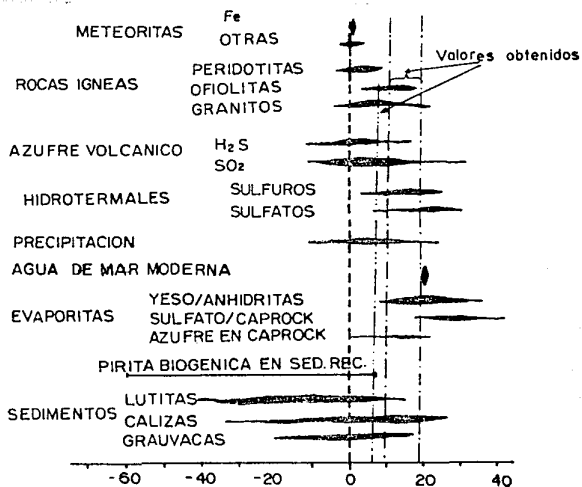


Figura VIII.4 Patrón de distribución de materiales de relevancia geoquímica, mostrando los resultados obtenidos (tomada de Nielsen, 1979)

VIII.3 Isótopos Radioactivos en el Agua Subterránea

Para obtener argumentos sobre las edades del agua subterránea en los acuíferos del área estudiada, se analizaron 8 muestras para tritio y 4 para carbono-14 y carbono-13, pero en solo dos de ellas se obtuvieron valores tanto de tritio como de carbono-14. Adicionalmente a estas se analizaron dos muestras de caliza para carbono-13. Estos resultados se muestran en la tabla VIII.1.

VIII.3.1 Tritio

Aspectos Teóricos

En los estudios de agua subterránea se pueden considerar dos aspectos fundamentales de este isótopo radioactivo. Primero, que la ausencia de tritio (analizado mediante una técnica apropiada por ejemplo, la técnica análisis de conteo gaseoso después de

enriquecimiento electrolítico) indica aguas más antiguas de 20-50 años y; segundo que el detectar tritio, implica que hay mezcla con aguas recientes (después de 1952) (si se excluye el caso muy raro en que en que sea posible detectar tritio de antes de las pruebas termonucleares).

De acuerdo con Fontes (1980), se debe tener cuidado en considerar lo siguiente:

- a) Evaluar el agua posterior a 1952 en los sistemas que contienen tritio localmente ya que hay que considerar los valores esperados de tritio del sitio en cuestión.
- b) Prestar atención al decremento en el valor de tritio, debido a la precipitación de las reservas en la estratósfera durante el tiempo que se desarrollaron pruebas nucleares.

Resultados

Los valores obtenidos para los acuíferos granular y basáltico varían entre 3.0 y 34 U.T., que, sin considerar los resultados del carbono-14 indican que todo el agua es de reciente infiltración, es decir, después de 1952. Asimismo para el acuífero en calizas y dolomías, los valores se encuentran entre 3.9 ± 0.8 y 7.9 ± 1 , lo que indica una componente de aguas jóvenes. Sin embargo, dadas las características químicas que sugieren un agua con mayor tiempo de residencia posiblemente más antigua y las observaciones de campo (tipo de manantial y aguas de distinta temperatura que surgen del mismo sitio) es posible pensar que el tritio esté indicando la presencia de una mezcla, como se verá en el capítulo IX.

VIII,3.2 Carbono-14 y Carbono-13

Aspectos Teóricos

El Carbono-13 en la hidrología

El aspecto más importante de la geoquímica de sistemas naturales, son los procesos biológicos, ya sean estos provocados por fotosíntesis o por actividad bacteriana, los cuales pueden causar importantes efectos en el fraccionamiento isotópico, debido a la utilización en dichos procesos de un isótopo más que otro.

El aire atmosférico tiene un contenido de $\delta^{13}\text{C} = -7 \text{ ‰}$, mientras que la mayor parte de la plantas en zonas de clima semifrío a templado, presentan valores entre -25 ‰ y -30 ‰ . Esto corresponde a un empobrecimiento en carbono-13 entre 18 y 23 ‰ en la materia orgánica. Los carbonatos sin embargo, se consideran en $\delta^{13}\text{C}$ si se les compara con el CO_2 o carbonato acuoso de la calcita de la que se forman. Como puede verse en la figura VIII.5 la mayor parte de los carbonatos marinos tienen $\delta^{13}\text{C} = +2 \text{ ‰}$ lo que los coloca cercanos al equilibrio con el CO_2 atmosférico. Los carbonatos continentales, tienen contenidos menores de ^{13}C ya que su fuente de carbono está empobrecida.

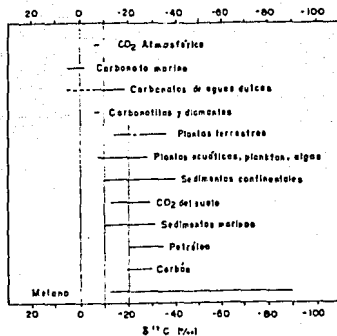


Figura VIII.5 Valores típicos de $\delta^{13}\text{C}$ para compuestos de carbono (tomada de Fritz, 1984)

El agua que se infiltra a través de los suelos hasta el nivel freático se saturará a sí misma con dióxido de carbono cuya presión parcial de CO_2 es más alta que la presión de CO_2 atmosférica y cuyo contenido de $\delta^{13}\text{C}$ estará entre -20 y -24 ‰. El contenido de ^{13}C del carbonato acuoso en aguas de la zona no saturada se encuentra controlado por lo tanto por el CO_2 biológico de la región del suelo. Únicamente la disolución posterior de rocas carbonatadas provocará la entrada de carbono isotópicamente más pesado dentro de la fase acuosa. Esta mezcla incrementa los valores de ^{13}C del carbonato acuoso y el $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto total (CIDT) de una muestra de agua y por lo tanto, refleja algunos aspectos importantes de su evolución geoquímica. El conocimiento de las abundancias de ^{13}C y sus variaciones pueden contribuir bastante en la comprensión de la historia geoquímica del agua.

Carbono-14

El fechamiento del agua subterránea por medio del carbono-14, se hace en el carbono inorgánico disuelto total (CIDT) en el agua,

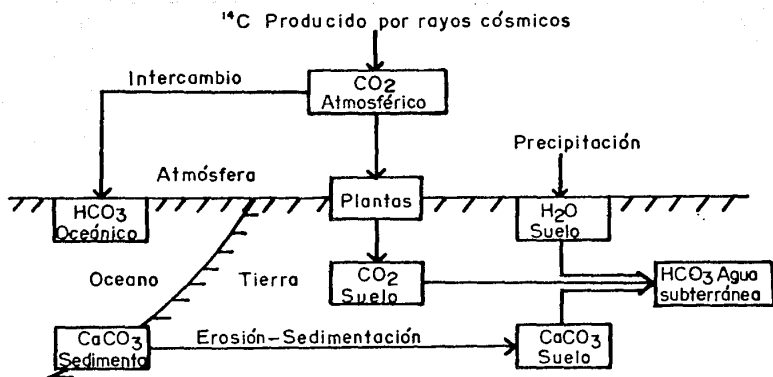


Figura VIII.6 Partes del ciclo del carbono que son importantes para conocer el origen del carbono-14 en el agua subterránea (tomada de Mook, 1980).

por esta razón, no es posible obtener edades directamente de las muestras de agua subterránea, como ocurre con el tritio. El origen del carbono en el agua y su posible influencia en el carbono inorgánico disuelto total (CIDT) se muestra en la figura VIII.6.

Considerando que el fechamiento por el método del carbono-14 se hace en el CIDT, se describen a continuación los aspectos más importantes: el agua que se infiltra en suelos con vegetación, se carga con CO₂ del suelo antes de que se vuelva parte de la reserva de agua subterránea. Este CO₂ del suelo, tiene una presión parcial de CO₂ de más del doble que la presión parcial de CO₂ de la atmósfera y por lo tanto, domina en el contenido isotópico del agua que se infiltra. Su actividad de ¹⁴C es muy parecida a la actividad de ¹⁴C de la atmósfera y esta será la actividad inicial de ¹⁴C del CIDT. Si a partir de este momento no se agrega carbono al agua, entonces el decaimiento radioactivo altera el contenido del carbonato disuelto total, la actividad residual, será únicamente función del tiempo y reflejará la edad del agua de acuerdo a la expresión:

$$A_m = A_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

Donde: A_m = actividad del carbono-14 medida en pmc ; A_0 = Actividad inicial y λ = constante de decaimiento que se define como $\ln 2/t_{1/2}$ (vida media) = 5730 años, por lo tanto es teóricamente posible fechar agua subterránea que tenga hasta 50,000 años de antigüedad.

Desafortunadamente la mayor parte de las aguas subterráneas adquieren su carbonato no solo del suelo, sino también de los carbonatos del acuífero. Los carbonatos del acuífero se encuentran normalmente libres de ^{14}C (carbono muerto), por esto, su carbono "diluye" los contenidos de ^{14}C del carbono inicial del suelo haciendo que las edades medidas se vuelvan más antiguas.

También ocurren procesos de intercambio isotópico que afectan el CIDT, los cuales se deben esencialmente a reacciones geoquímicas que involucran CO_2 (gaseoso), CO_2 (Acuoso), HCO_3^- y CO_3^{2-} . Se ha comprobado experimentalmente que también ocurre un intercambio isotópico cuando el tamaño de grano del acuífero en rocas carbonatadas es muy pequeño, por lo tanto el intercambio con la matriz sólida es posible, resultando en la "dilución" del ^{14}C .

Se han hecho varios intentos para cuantificar esta "dilución" geoquímica y establecer factores de corrección que permitan el cálculo de las edades del agua. Estas aproximaciones consisten en términos generales de lo siguiente (Fritz, 1984):

-Una aproximación estadística, que define un factor de corrección promedio tomando como base un número considerable de análisis.

-La comparación con determinaciones de tritio, en sistemas donde el ambiente de recarga es conocido.

-Análisis químicos para conocer la cantidad de disolución de carbonato de roca y su precipitación (Modelos de Procesos

Orientados).

-Carbono-13 empleado como indicador de las contribuciones de carbono muerto de distintas fuentes isotópicas.

Estas aproximaciones se aplican para estimar la actividad "inicial" (A_0) del CIDT, que se considera como el contenido específico de ^{14}C de una muestra después de todos los procesos químicos e isotópicos que sufrió y antes que ocurra el decaimiento radioactivo.

De acuerdo con Fontes (1983), antes de intentar estimar la actividad inicial de ^{14}C del CIDT, se debe investigar la química del agua además de la mineralogía del suelo y del acuífero. El objetivo de esta investigación, es el de tratar de determinar que tipo de sistema es y ubicarlo dentro de dos casos generales:

1) Carbono disuelto de origen biológico puro (por ejemplo: sin mezcla con el carbono inorgánico); el CIDT puede estar en equilibrio con la reserva de CO_2 o derivarse de una transformación completa de CO_2 a HCO_3^- .

2) Carbono disuelto de origen mineral mezclado (mineral y biológico); en este caso es muy importante determinar si el sistema es abierto o cerrado. En un sistema abierto el contenido isotópico y su actividad de ^{14}C podría estar controlada por la fase gaseosa o por la fase sólida.

Para el primer caso, como se había mencionado anteriormente, únicamente hay que aplicar la expresión (1) sin considerar aproximaciones para determinar el factor de corrección.

Para el segundo caso, cuando el sistema es abierto y se encuentra en equilibrio, tampoco es necesaria una corrección. Sin embargo, cuando el sistema es cerrado, es necesario considerar las aproximaciones antes mencionadas para determinar el factor de corrección q y de esta manera obtener la actividad inicial de la

expresión (1) o sustituir directamente este factor de corrección en la expresión:

$$A_m = q A_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

donde: A_m = actividad de carbono-14 medida en la muestra; q = factor de corrección que cuantifica la dilución de carbono-14; A_0 = es el valor atmosférico del carbono-14 en el tiempo de la recarga $q A_0$ = "Actividad inicial" λ = constante de decaimiento ; t = edad del agua.

Estas aproximaciones se conocen como modelos de corrección y pueden ser tan sofisticados, como el número de datos disponibles y el conocimiento de los parámetros geoquímicos lo permita, no obstante, no todos los modelos se pueden aplicar a todos los sistemas satisfactoriamente. Una revisión de los más empleados puede consultarse en Fontes (1983).

De estas consideraciones, puede decirse que el carbono-14 no es una herramienta sencilla de manejar y cuando se le emplea para fechar el agua subterránea, deben tomarse en cuenta varios requisitos como son: la evolución y los procesos hidroquímicos del acuífero, el contenido de isótopos estables de carbono-13 y de ser posible, del suelo en donde se recargó el agua, cálculos químicos, como los índices de saturación con respecto a la calcita y dolomita, presión parcial de CO_2 , actividad del carbono-14 en el carbono inorgánico disuelto total, además de otros fenómenos. Adicionalmente a esto, la comparación del carbono-14 con el tritio en las cercanías de la zona de recarga, permite estimar el valor de A_0 del CIDT. Finalmente debe discutirse un modelo de circulación y aplicarlo a la interpretación. Por estos motivos, una interpretación de carbono-14 será muy específica, por lo tanto, requiere una estrecha colaboración entre el geohidrólogo el geoquímico y el físico especialista en isótopos.

Resultados

Valores de -14.1 y 120 pmc, para C-13 y C-14 respectivamente se obtuvieron en el manantial el Tunel, el cual surge en el contacto de la unidad basáltica con el acuífero granular. El pozo Rivetex que bombea agua del acuífero granular mostró valores de -11.3 y 87 pmc para C-13 y C-14 respectivamente. Las muestras de los manantiales que forman parte de la descarga del acuífero calizo, presentan valores isotópicos más enriquecidos en carbono-13 (-6.1 y -7.9) y empobrecidos en carbono-14 (46 y 55 pmc). Los valores enriquecidos de carbono-13 podrían deberse a la influencia del CO₂ volcánico que se encuentra en el agua subterránea de la región estudiada.

Para corregir los datos del carbono-14 empleando los resultados del carbono-13, se empleó el modelo de Ingerson y Pearson (1964). Este modelo emplea los datos de carbono-13 de las posibles fuentes de carbono del carbono inorgánico disuelto y se aplica cuando la disolución de materiales carbonatados se realiza en un sistema cerrado. Por esta razón se considera apropiada esta aproximación. Para la corrección, se asume que el sistema es abierto en la zona saturada, como sucede con el acuífero en basaltos y posiblemente también en el de las calizas y dolomias.

Para obtener el valor del carbonato, se analizó una muestra de roca de la Formación Cuautla que resultó de $\delta^{13}\text{C} = + 2.6 \text{ ‰}$. Este valor se considera representativo del acuífero calizo. Para el acuífero granular, se asumió un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de 0 ‰, que es similar al que se obtuvo al analizar una muestra de caliza de origen continental del Plioceno encontrada 150 km al norte del área (ver tabla 2), que de acuerdo con la estratigrafía recientemente obtenida (CAVM(SARH)-IGF(UNAM),1987), ocupa una posición estratigráfica similar a la del acuífero granular. El factor de corrección q se calcula de la siguiente manera:

$$q = \frac{\delta^{13}\text{C}(\text{CIDT}) - \delta^{13}\text{C}(\text{CARB})}{\delta^{13}\text{C}(\text{CIDT}_2) - \delta^{13}\text{C}(\text{CARB})}$$

Donde CIDT es el carbono inorgánico total; CARB, carbonato y CIDT₂, contenido de carbono-13 del CIDT cuando el agua entra al sistema cerrado. Se asume un valor de -21 ‰ para el CIDT₂ con base en el tipo de vegetación existente en la zona de recarga (Wigley, 1975). Todos los resultados obtenidos con estas consideraciones en la corrección se sustituyen en el despeje de la ecuación (2) que quedaría de la siguiente manera:

$$t = - (t_{1/2} / \ln 2) \ln \frac{A_o}{A_m}$$

si se sabe que $t_{1/2} = 5730$ años, entonces:

$$t = - 8270 \ln \frac{A_o}{A_m}$$

Los resultados se presentan en la tabla VIII.1.

IX. DISCUSION DE RESULTADOS

IX. Hidrogeoquímica

La composición química de la facies $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ en el acuífero granular (Formación Cuernavaca), que se presenta cerca de la recarga propuesta en el capítulo VI para este acuífero, se puede explicar considerando la disponibilidad de minerales en las rocas de la zona de recarga, que tienen predominio de plagioclasas, feldespatos, hornblenda y augita. Hacia el sur, siguiendo el patrón de flujo en los pozos que se cree captan un nivel profundo del acuífero granular (más de 50 m), hay un enriquecimiento en sodio. El cual es posible que se deba a un mayor tiempo de residencia del agua en el acuífero, causado por circulación profunda o a la influencia del agua proveniente de la recarga de los basaltos que como se mencionó antes cubren a este acuífero en algunos lugares. El suelo en la zona de recarga de los basaltos, está formado en parte por acillas montmorilloníticas, en las cuales puede ocurrir intercambio catiónico entre calcio y sodio.

En la parte más meridional de este sistema, hay un incremento en la cantidad de SO_4 (muestra 91), que se considera causado por la influencia de la recarga proveniente de la Sierra Chichinautzín sobre la porción del acuífero granular en la que se encuentran los aprovechamientos considerados, que en el trayecto pudiera entrar en contacto con horizontes más profundos, posiblemente con influencia de las unidades evaporíticas.

El cambio en la proporción de los cationes del agua que circula en los basaltos, se podría explicar como la consecuencia de la disolución de los productos de alteración de los minerales máficos y de las plagioclasas, que son los minerales más abundantes. También se observa un menor incremento en la salinidad con respecto a la distancia, en comparación con el que ocurre en el acuífero granular, que se explica por la alta permeabilidad de este medio fracturado y cavernoso.

El agua en el acuífero calizo está sobresaturada con respecto a calcita y dolomita (tabla VII.2), principalmente por el aporte de calcio proveniente de la disolución de yeso o anhídrita. Este proceso se refleja en los valores cercanos a uno para la razón SO_4/Ca en estas aguas (tabla VII.1). Los altos valores de magnesio sugieren también que la disolución incongruente de dolomita podría ser otro proceso que está ocurriendo en estas aguas, debido a que existe de acuerdo con los valores obtenidos una mayor saturación de dolomita con respecto a la calcita, lo que puede interpretarse, como que el agua disolvió más rápidamente dolomita (de la Formación Morelos donde es muy abundante) hasta el equilibrio (En términos de condiciones de saturación) a temperaturas sobre los $10^{\circ}C$, y después, disolvió calcita, hasta que se precipitó la calcita, coexistiendo un proceso de disolución de dolomita, con el de precipitación de calcita, es conveniente mencionar, que las relaciones incongruentes se encuentran en muchas ocasiones controladas por diferencias en las velocidades de disolución, la temperatura y la presión parcial de CO_2 principalmente.

TABLA VII.2 Indices de saturación en agua subterránea

No.	Localización	Ap.	Anhidrita ($CaSO_4$)	Aragonita ($CaCO_3$)	Calcita ($CaCO_3$)	Dolomita ($CaMg(CO_3)_2$)	Yeso ($CaSO_4$)	Magnesita ($MgCO_3$)
14	Cuernavaca	P	-4.3	-1.6	-1.3	-2.0	-4.2	-1.0
16	Cuernavaca	P	-3.9	-2.0	-1.8	-2.8	-3.7	-1.4
23	El Túnel	M	-3.9	-2.5	-2.2	-4.4	-3.7	-2.5
79	Las Estacas	M	-1.0	0.0	+0.3	+0.4	-0.9	-0.2
89	ANDSA	P	-3.1	-2.8	-2.5	-5.0	-3.0	-2.8
108	Palo Bolero	M	-0.4	+0.2	+0.4	+0.5	-0.3	-0.3
109	Tezoyuca	P	-2.6	-1.7	-1.4	-2.8	-2.5	-1.7

Ap.= Aprovechamiento M= Manantial P= Pozo L=
 Laguna + = posible precipitado - = en solución, no
 precipitado ***** = trazas

Si consideramos que el alineamiento de las muestras, en la cuadrícula central del diagrama de Durov (Fig. VII.3), indica que hay una evolución química, entonces, posiblemente el agua en las calizas tenga una zona de recarga similar a los acuíferos de la parte oriental del área. Pero, si vemos ese alineamiento como un tren de mezcla, entonces no se puede decir lo anterior con certeza.

IX.2 Isótopos Estables

La pequeña diferencia en los contenidos isotópicos que se presenta en los dos tipos de depósito del acuífero granular, es posible atribuirla a un cambio de altitud y clima en la zona de recarga, que son distintos para la Sierra Zempoala y parte occidental de la Sierra Chihinautzin, donde se encuentran las mayores altitudes de la región y el clima es semifrío húmedo (García, 1981), a diferencia de la parte media de la Sierra Chichinautzin, en donde el clima es semifrío subhúmedo y la altitud es comparativamente menor. Esto está adicionalmente apoyado, por el número de pozos analizados y la química del agua, que para la que proviene de la parte occidental, es de facies $\text{HCO}_3\text{-Mg}$, como se había mencionado en el capítulo VII, mientras que para la parte central del área, es $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$. Esta diferencia en la facies, posiblemente se deba a que las rocas de la Sierra Zempoala son andesitas y brechas volcánicas alteradas, mientras que las de la Sierra Chichinautzin, son basaltos intercalados con piroclásticos poco alterados. Otra posible explicación para esta variación se debe a la presencia de mayor precipitación en la Sierra Zempoala, la cual se ubica al occidente y presenta mayores altitudes promedio que la Sierra Chichinautzin, adicionalmente los vientos de suroeste chocan en primero en la Sierra Zempoala, causando precipitación orográfica y "atrapando" las nubes de lluvia de cierta altitud, que podría verse reflejado en menor precipitación en la porción occidental de la Sierra Chichinautzin.

El contenido isotópico del acuífero en lahares y tobas de la Formación Tepoztlán, se encuentra ligeramente enriquecido en isótopos, lo que sugiere que la recarga de esta pequeña unidad, tiene lugar en la parte centro-oriental de la Sierra Chichinautzin, lo que apoya las ideas antes expuestas.

Los valores isotópicos del acuífero en calizas y dolomias del Cretácico, por sí solos, indican similitud con los otros acuíferos aquí considerados. La figura IX.1 muestra una posible correlación

entre la conductividad eléctrica y el contenido de deuterio en la que se observa que la mezcla queda representada por las muestras 149 y 79 (fig VI.1). Las muestras 34 y 35 representan la composición isotópica de la recarga local, y las muestras 14, 16 17 y 109 son de pozos en el acuífero granular (en el depósito volcánico-aluvial).

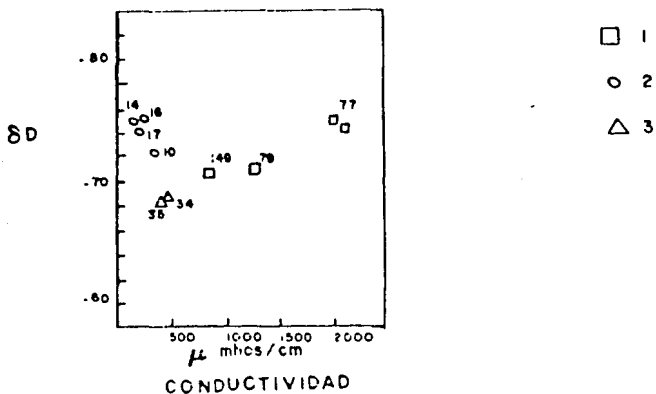


Figura IX.1 Relación entre δD y conductividad eléctrica para muestras del acuífero calizo y granular. 1.-manantial en calizas; 2.-pozo en acuífero granular; 3.-noria en aluvión

A pesar de que no se conoce la composición isotópica original del acuífero en las calizas y dolomías, debido a la posible mezcla, no es de esperarse un valor muy diferente del que presentan. En la figura VIII.2 se ven dos muestras más enriquecidas que el resto. Estas podrían corresponder con valores de la recarga local. El valor más alejado en la parte inferior de la curva meteórica, posiblemente es un error analítico. La ausencia de variación en los resultados isotópicos con el tiempo, puede deberse al corto período del año en que ocurre la recarga y a los procesos de almacenamiento y circulación del agua subterránea que se llevan a cabo en las unidades hidrogeológicas, por lo que, los valores obtenidos, estarían representando el promedio pesado de la recarga ocurrida en este período.

En la figura VIII.3 se presenta la relación entre el contenido de sulfato y el de azufre-34, en donde puede verse una acumulación de la mayor parte de las muestras analizadas dentro de una zona, lo que podría indicar que el sulfato tiene un origen común, con excepción de la muestra no. 50, que tiene valores que podrían indicar otra procedencia.

La mayoría de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ en los sulfatos, son típicos de aguas que fluyen a través de evaporitas de origen marino (Krouse, 1980). Estos valores son similares al que se obtuvo en la muestra de yeso del conglomerado calcáreo del Grupo Balsas, el cual, aunque se depositó durante el Terciario Temprano, contiene azufre originado en el Cretácico (Hrouse, op. cit.), lo que indica que el yeso es la recristalización de la anhidrita que se encuentra en la parte inferior de las calizas y dolomías cretácicas proceso en el que se considera un fraccionamiento isotópico despreciable o nulo. Sin embargo, se considera que el azufre encontrado en los manantiales en calizas y dolomías

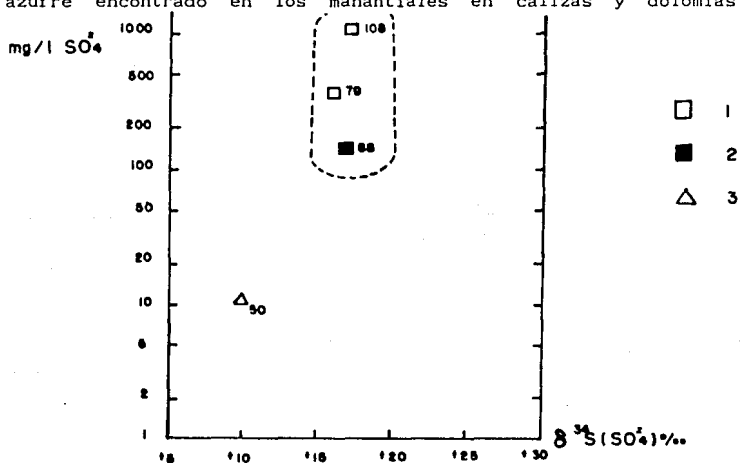


Figura VIII.3 Relación entre $\delta^{34}\text{S} (\text{SO}_4)$ y el S_4 .

1.-Manantial en calizas; 2.-pozo en acuífero granular; 3.-noría en aluvión.

(muestras 88, 79 y 108, Fig. VIII.3), es proveniente de las anhidritas que subyacen a este acuífero, por el hecho de que si se trata de un sistema cárstico el agua subterránea necesariamente circula en las rocas calcáreas y es muy probable que entre en contacto con estratos evaporíticos, lo que indicaría que esta es la fuente del sulfato.

En la figura VIII.3, se puede observar, que las muestras con mayores concentraciones de sulfato también son las más enriquecidas en $\delta^{34}\text{S}$, lo que muestra el efecto de la disolución de evaporitas. El valor más empobrecido en $\delta^{34}\text{S}$ es el que corresponde a la muestra del acuífero en la Formación Tepoztlán, la cual presenta también bajo contenido de sulfato y sugiere una fuente distinta de azufre para estas aguas. Esta otra fuente, pueden ser los sulfuros oxidados y azufre de origen volcánico, ya que como se mencionó en el capítulo V el área aquí estudiada pertenece al Cinturón Volcánico Mexicano. De estos datos se interpreta, que el agua en el acuífero calizo posiblemente tenga una circulación profunda en donde disuelve la anhidrita, por otro lado, es posible también que exista aporte de origen volcánico, pero solo se detectó en un acuífero superficial.

IX.3 Tritio, Carbono-14 y Carbono-13

Como se menciona oportunamente los isótopos estables sugieren la presencia de una mezcla, adicionalmente a esto, se ha observado en el campo (manantial No.88), la existencia de una mezcla, que se manifiesta por la surgencia de aguas de distinta temperatura simultáneamente, las más frías, posiblemente provenientes de la recarga en la Sierra Chichinautzin y las más calientes, de un flujo más profundo o regional. El tritio en este manantial resultó de 34 ± 8 U.T.; la composición química es otra evidencia de esta posible mezcla (ver tabla VII.1).

El acuífero en calizas y dolomías, presenta tritio y valores de carbono-14 relativamente altos, no obstante, persiste la idea

de una mezcla, que se manifiesta en las características químicas, la que es posible explicar como proveniente de la zona semihúmeda del karst (Llopis,1970) con recarga cercana y moderna, cuyas variaciones se aprecian estacionalmente en los caudales de las surgencias como la del manantial las Estacas (No. 79). Esta zona semihúmeda por constituir una zona de transición entre la zona seca del karst y la zona húmeda, con agua de origen más antiguo o regional, es común que se produzca una mezcla y que salga a la superficie en las surgencias, o se capte en pozos someros (por ejemplo las muestras No. 79, 108, y 77).

X. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

X.1 Conclusiones

1. Los parámetros geomorfológicos obtenidos para los volcanes monogenéticos de la Formación Chichinautzin, en la parte occidental del Estado de Morelos, al sur del paralelo 19°00', al correlacionarlos con los resultados de Martin (1982), indican que pertenecen a los miembros Qc3, Qc4 y Qc5, correspondientes al Pleistoceno y al Holoceno.

2. La distribución e interpretación del origen de la Formación Zempoala, se modificaron considerando la fotointerpretación, los reconocimientos de campo y la naturaleza de los materiales volcánicos que se depositaron durante dicho vulcanismo (fig. V.2).

3. Con base en la interpretación de imágenes de satélite, las observaciones de campo y los trabajos efectuados recientemente para la porción central de México por otros autores, fue posible distinguir considerando lo que ya se sabía: Un periodo prolongado de sedimentación calcárea, interrumpido por algunos levantamientos, seguido de una fase tectónica compresiva y 6 distensivas con magmatismo asociado esencialmente volcánico, provocadas ambas por las interacciones entre las placas Farallón-Norteamericana durante el Mesozoico Tardío-Cenozoico Medio y Cocos-Norteamericana, en el Cenozoico Tardío. Lo que trae como consecuencia, que las posiciones stratigráficas y edades a partir del Mioceno en el Estado de Morelos, se modifiquen considerablemente (ver fig. V.3).

4. Las unidades permeables en el área en estudio se agruparon considerando sus características hidrogeológicas observadas como: Calizas y Dolomías del Cretácico, Rocas Volcánicas del Terciario, Acuífero granular, Formación Chichinautzin, Formación Tepoztlán, Aluvión del Cuaternario y Grupo Balsas, mientras que la Formación Mexcala y algunos horizontes de la Formación Cuernavaca se consideran unidades poco permeables (acuitardos).

5. De la reinterpretación de la piezometría se concluye, que es posible distinguir 2 niveles del acuífero en la Formación Cuernavaca -aunque podría haber más-. Asimismo, fue posible distinguir 2 componentes del flujo convergentes, que al considerar los datos globalmente, no habían sido localizadas.

6. De los datos de isótopos estables y de la evolución química del agua subterránea se puede concluir que prácticamente toda la recarga por infiltración de lluvia ocurre en las sierras Zempoala y Chichinautzín. Es posible distinguir la procedencia de la recarga, aún dentro del mismo acuífero en una región no muy extensa, al contar con un número apreciable de muestras analizadas para δD y $\delta^{18}O$, considerando los resultados químicos y posición hidrogeológica del aprovechamiento, aún y cuando el contenido isotópico sea casi el mismo, tomando en cuenta que hay diferencias en el clima y la altitud de la zona de recarga, lo que produce variaciones en los procesos isotópicos.

7. No se aprecia efecto estacional en los resultados (δD y $\delta^{18}O$) debido posiblemente a que el agua subterránea refleja el promedio pesado de la precipitación por la conductividad hidráulica de las unidades o incluso podría ocurrir mezcla con agua precipitada en otro año.

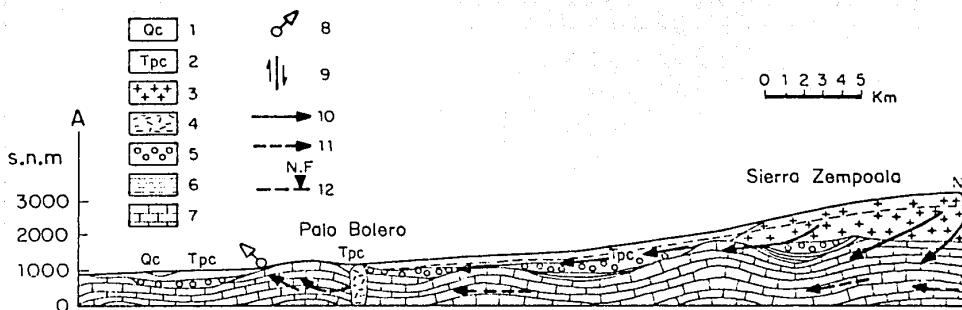
8. El alto contenido de SO_4 de algunos manantiales de la región sugiere que el azufre tiene un origen esencialmente evaporítico en dichos aprovechamientos, que se atribuye a las anhidritas que subyacen a las calizas y dolomías en la Formación Morelos, con excepción de una muestra cercana a la Sierra Chichinautzín que presenta un origen del azufre posiblemente volcánico.

9. Se considera la existencia de una mezcla en ciertas zonas de descarga del acuífero calizo cárstico que se manifiesta en los valores de tritio y carbono-14, y las características químicas. De la mezcla antes mencionada, existen otras evidencias: el contenido de isótopos estables, la existencia de un sistema cárstico y las

observaciones de campo. Lo que sugiere una fuente mixta de recarga.

10. Los resultados obtenidos mediante carbono 14 y tritio revelan un origen reciente de la recarga para la mayor parte de los acuíferos.

11. Considerando todos los aspectos estudiados en este trabajo se proponen las secciones hidrogeológicas representativas A-A' y B-B' (figuras X.1 y X.2 respectivamente), las cuales pasan por las líneas de sección indicadas en la figura VI.1.



X.1 Sección Hidrogeológica representativa A-A'.

- 1.-Formación Chichinautzin; 2.-acuifero granular;
- 3.-Parte superior de la Formación Zempoala; 4.-Granito Colotepec;
- 5.-Grupo Balsas; 6.- Formación Mexcala; 7.-acuifero calizo;
- 8.-manantial; 9.-falla; 10.-dirección de flujo de aguas subterráneas; 11.-dirección de flujo inferida; 12.-nivel freático.

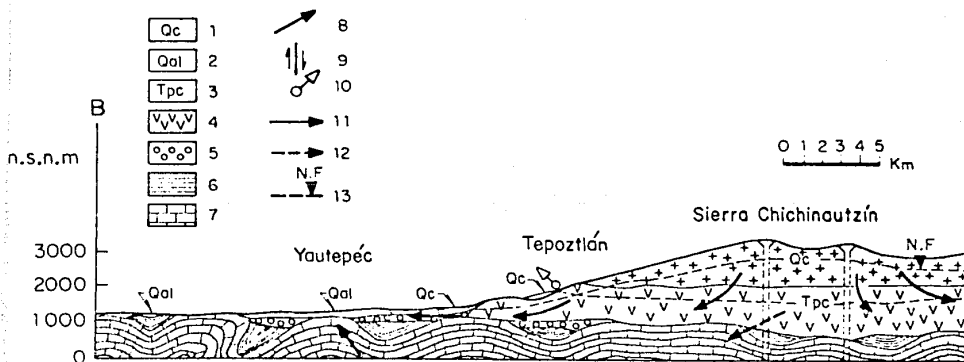


Figura X.2 Sección Hidrogeológica representativa B-B'

- 1.-Formación Chichinautzin; 2.-aluvión; 3.-acuifero granular;
- 4.-Formación Tepoztlán; 5.-Grupo Balsas; 6.-Formación Mexcala;
- 7.-acuifero calizo; 9.-falla; 10.-manantial; 11.-dirección de flujo; 12.-dirección de flujo inferida; 13.-nivel freático.

X.2 Recomendaciones

1. Efectuar un estudio hidrogeológico más amplio sobre el acuífero en calizas y dolomías del Cretácico, considerando también los manantiales y pozos de la parte suroccidental del Estado de México, dicho estudio, puede ser apoyado por la hidrogeoquímica complementándolo donde sea necesario con análisis de isótopos estables (deuterio y oxígeno-18) y de carbono-14 o tritio. Este estudio será importante porque este acuífero puede ser muy útil a mediano plazo dada la cercanía de la Ciudad de México de la Ciudad de Cuernavaca, que puede ser una zona alternativa a desarrollarse ya que cuenta con agua potable de buena calidad. Se recomienda también un estudio similar para el agua del Grupo Balsas, ya que posiblemente se trate de un sistema independiente. La razón de que estos estudios se efectúen principalmente apoyados con la hidrogeoquímica es que dada la escasez de pozos en esta unidad, es lo que se considera más apropiado.

2. Se recomienda efectuar un estudio sobre la hidrogeología cárstica de la región, ya que conociendo el comportamiento del karst, pueden programarse las futuras perforaciones en este sistema con mayor precisión, lo que es importante en el sur de la región estudiada.

3. Perforar los futuros pozos en el Valle de Cuernavaca considerando que capten agua a partir de los 50 m. de profundidad, principalmente en las partes centro meridionales del área, que quedan al sur de la Ciudad Industrial del Valle de Cuernavaca (CIVAC), en donde el acuífero de la Formación Cuernavaca tiene la influencia de los basaltos fracturados sobre los que corre el río Apatlaco, portador de la mayor parte de los desechos industriales de la mencionada ciudad industrial. Esto con el fin de cuidar la calidad del agua de consumo humano. Esta medida es favorable, considerando que existen niveles más profundos que están separados por acuitardos, lo que evitaría la entrada de contaminantes al acuífero a esa profundidad.

4. Dada las características del acuífero granular es posible perforar pozos para abastecimiento de agua a la población prácticamente en toda la zona que está sobre los depósitos piroclásticos de la Formación Zempoala (sobre los cuales se encuentra la Ciudad de Cuernavaca). Esto atiende a que existen problemas en el abastecimiento de agua potable a algunos sectores de la población.

5. Se recomienda llevar un estricto control de las perforaciones futuras (tanto públicas como privadas) que comprenda una descripción de la litología efectuada por un geólogo, con detalles sobre los problemas encontrados durante la perforación (pérdida de lodos si es el caso, etc.). Estos datos deberán estar acompañados de los datos de la prueba de aforo, profundidad del pozo, diseño del pozo, análisis químico, bacteriológico, caudal, etc. los cuales se propone sean supervisados por la SARH o la dependencia estatal encargada de los pozos municipales en su caso, intercambiando copias de esta información y depositando otras más en alguna fuente de consulta a la que tengan acceso los interesados. La supervisión antes mencionada deberá ser también durante la perforación y con criterio hidrogeológico, pues en algunos pozos en el material granular de la Formación Zempoala, se ha informado la presencia de coladas lávicas de basalto, cuando las características genéticas de los basaltos y los flujos piroclásticos del acuífero granular indican que esto no es posible, por lo tanto estas columnas están alteradas por el contratista.

6. Por último, se recomienda que al efectuar los estudios isotópicos aplicados al agua subterránea, se interpreten como una herramienta más dentro del contexto de los datos geoquímicos, hidráulicos e hidrogeológicos (en los que se tenga una idea apropiada de la estratigrafía y estructura geológica del sistema), ya que de esta manera será posible obtener resultados coherentes con el comportamiento real del sistema acuífero en cuestión.

BIBLIOGRAFIA

- BACK, W., 1961. Techniques for mapping of hydrochemical facies. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 424-D p. 380-382.
- BLOOMFIELD, K., 1973, The age and Significance of the Tenango basalt, Central Mexico. Bull. Volcanol. 37, p. 476-497.
- BLOOMFIELD, K., 1975, a late Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico. Bull. Volcanol. 37, p. 586-595.
- CAMPA, M.F., 1978, La Evolución Tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. IV Cong. Geol. Nal. Memorias, vol 39 No.2.
- CAMPA, M.F., RAMIREZ, J., FLORES, R., CONEY, P., 1981. Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, Región Comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Serie Técnico Científica de la Univ. Autón. de Guerrero, 24p.
- CAVM(SARH)-IGF(UNAM), 1987, Informe del Proyecto: Análisis de Flujo de Agua Subterránea del Valle de México Mediante Trazadores Isotópicos, Comisión de Aguas del Valle de México. Secretaría. de Agricultura y Recursos Hidráulicos a través del Instituto de Geofísica de la Univ. Nal. Autón. de México
- CEBULL, S.E. and D.H. SHURBET, 1987. Mexican Volcanic Belt: An intraplate transform ? . geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 3A (Ed. S.P. Verma), 26.
- CORTES, A. y FARVOLDEN, R., 1987. Isotope Studies of Precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, México. memorias del Seminario OIEA/UNESCO/GSF. Sobre la aplicación de Técnicas isotópicas en América Latina. ININ. México.
- CORTES, A., 1986, Aplicación de la espectrometría de masas y técnicas isotópicas para la determinación de Oxígeno-18 y Deuterio en problemas hidrológicos, tesis de grado, Físico, Fac. de Ciencias UNAM, 101pp.
- CRAIG, H., 1961. Isotopic variations in Meteoric Waters, Science v. 133, 1702.
- CSERNA, Z. de, PALACIOS, N. M., PANTOJA, A. J., 1978. Relaciones de Facies de las Rocas Cretácicas en el noroeste de Guerrero y áreas colindantes de México y Michoacán, rev. Inst. de Geol. UNAM. v.2, no.1, p. 8-18.
- CSERNA, Z. de, DE LA FUENTE, M., PALACIOS, N. M., TRIAY, L., MITRE, L. M. y MOTA, R. 1988. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y

- DAMON, P.E., SHAFIQUILLAH, M., CLARK, K.F., 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la Metalogénesis, Rev. Inst. de Geol. UNAM, v.5 no.2 p. 223-238.
- DEMANT, A. y ROBIN, C., 1975. Las Fases del Vulcanismo en México; una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cretácico. Rev. Inst. de Geol. UNAM 75(1), p. 70-83.
- DEMANT, A., MAUVOIS, R., SILVA, L., 1976. El Eje Neovolcánico: Acapulco (México) Cong. Latinoamer. Geología, 3, Libreto Guía 4, 30p.
- DEMANT, R. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. Rev. Inst. de Geol. UNAM, v.2, no.2, 2 (1978). p. 172-187.
- DOMENICO, P.A. 1972. Concepts and Models in Groundwater Hydrology. Mc. Graw-Hill, New York.
- FAURE, G., 1987. Principles of Isotope Geology, Second Edition. John Wiley & Sons, New York.
- FONTES, J.CH., 1980. Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology. In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, V. 1 (Fritz, P. and Fontes, J.Ch., Eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 75-134.
- FONTES, J.CH., 1983. Dating of Groundwater, In: Guidebook of Nuclear Techniques in Hydrology, IAEA/UNESCO, Vienna, pp. 285-299.
- FREEZE Y CHERRY, 1979. Groundwater, Prentice Hall, New York, 604 p.
- FRIES, C., 1956. Bosquejo Geológico de las Partes Central y Occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los Estados de Guerrero y México. Cong. Geol. Internacional, XX sec., México.
- FRIES, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de los estados de México y Guerrero, región Central meridional de México. Bol. Inst. de Geol. UNAM, 236 p.
- FRIES, C., 1965. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8) escala 1: 100,000 Inst. de Geol. UNAM, mapa con resumen.
- Fritz, P., FONTES, J.CH., 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier. Amsterdam.
- Fritz, P., 1984. Carbon-14 Age Dating of Water, notas del curso:

"Field methods in Contaminant Hydrogeology", de la U. de Waterloo, Ontario, Canada.

- GARCIA, E., 1981. Modificaciones del Sistema de Clasificación Climática de Köpen para adaptarlo a las Condiciones de la República Mexicana, Inst. de Geografía, UNAM, 252p.
- HAWKESWORTH, C. J., 1981. Trace Element and Isotope Geochemistry in The Cambridge Encyclopedia of Earth Sciences (Smith, D.G. editor). Crown Publishers Inc./Cambridge University Press, New York.
- INEGI (SPP), 1983, Carta Hidrológica de Aguas Superficiales, Hoja Cuernavaca, E-14-5 esc. 1: 250,000, Inst. Nal. de Est. Geog. e Informática, SPP, México, mapa con texto.
- INGERSON, E., y PEARSON, F. J., 1964. Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method, In: Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, atmosphere and Nuclear Geochemistry, Maruzen. Tokyo, 1964, p. 268.
- HRAUSKOPF, K. B., 1979, Introduction to Geochemistry, second edition, McGraw-Hill, New York, 617 p.
- KROUSE, H. R., 1980. Sulphur Isotopes in Our Environment, In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, vol. 1 (Fritz, P., Fontes, J. Ch., Eds.), Elsevier, Amsterdam, 436p.
- LIBBY, W. E., 1951, Radiocarbon Dating. The University of Chicago Press, Chicago 175 p.
- LLOPIS, LL. N., 1970. Fundamentos de Hidrogeología Cárstica, Blume, España, 269 p.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1981. Geología de México, Tomo III, Inst. de Geol. de la UNAM. Ed. Escolar segunda edición.
- LOPEZ-VERA, 1977. Hidrogeología de la Cuenca del Río Jarama en los alrededores de Madrid, Bol. Inst. Geol. y Minero de España.
- LUGO-HUBB, J., 1984, Geomorfología del Sur de La Cuenca de México, Serie Varía T.1, No. 9, Instituto de Geografía, Univ. Nal. Autón. de México. 95 p.
- MARTIN, D. P., 1982, Monogenetic Vulcanism in Sierra Chicgonautzin, México, Bull. Volcanol., vol. 45-1, pp 9-24.
- Mc DOWELL, F. W. y CLABAUGH, S. E., 1981. The Igneous History of the Sierra Madre Occidental and its Relation to the tectonic evolution of Western Mexico, Rev. Inst. Geol. Universidad Nacional Autónoma de México, vol 5 núm. 2 pp 195-206.

- MILANOVIC, P. T., 1961. Karst Hydrogeology, Water Resources Publications, Colorado U.S.A. 434 p.
- MOOK, W. G., 1980, Carbon-14 in Hydrogeological studies, in Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, vol. 1 (Fritz, P., Fontes, J.Ch., Eds.) Elsevier, Amsterdam, 436 p.
- MOOSER, F., NAIRN, A., NEGENDANK, J., 1974, Paleomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VIII a Paleomagnetic and Petrologic Study of Volcanics of Valley of Mexico. Geol. Rundschau, No. 63, pp. 451-483.
- MOOSER, F., 1975, Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del D.F., Tomo 1 pp 9-38.
- MORAN-CENTENO, D., 1984, Geología de la República Mexicana, INEGI, Facultad de Ingeniería. UNAM.
- NIELSEN, H., 1979, Sulphur Isotopes, In: Lectures in Isotope Geology (Jäger, E., Hunziker, J.C. Eds.), Springer-Verlag Berlin.
- NIXON, G. T., A. DEMANT, R. L. ARMSTRONG and J. E. HARAKAL, 1987. K-Ar and Geologic data bearing on the age and evolution of Trans-Mexican Volcanic Belt- Part 3A (Ed. S. P. Verma), 26.
- RAISZ, E., 1964, Landforms of Mexico, Cambridge Mass. Mapa con Texto escala 1:3,000,000. segunda edición.
- SARH, 1980. Estudio Geohidrológico preliminar de la zona de Cuautla-Yautepec, Morelos, elaborado por ROASA para la Dirección Gral. de Prog. de Infraestructura Hidráulica de la Sec. de Agricultura y Rec. Hidráulicos.
- 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 Sec. de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- SCHLAEPFER, 1968. Hoja México 14 Q-h(5), Inst. de Geol. Universidad Nacional Autónoma de México. esc. 1:100,000 mapa con resumen.
- SEGERSTROM, K., 1961. Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México, Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, v.13 núms. 3-4 p. 147-168.
- SERVICIOS GEOLOGICOS S.A., 1970, Estudio Geológico y Geohidrológico del Valle de Cuernavaca, Mor., Financiadora de Ventas Banamex, Gob. del Edo. de

- PASQUARE, G., L. FERRARI, V. PERAZZOLI, M. TIBERI and F. TURCHETTI, 1987. Morphological and structural analysis of the Central Sector of Trans-Mexican Volcanic Belt 3B (Ed. S.P. Verma), 26, 177-193. Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt Part 3B (Ed. S. P. Verma), 26, 177-193.
- PAYNE, B.R., 1983. Introduction of the Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, IAEA/UNESCO, Vienna.
- VAZQUEZ-SANCHEZ, E., 1987. Comportamiento Hidrogeoquímico del Agua Subterránea en la zona norte y centro del Estado de Morelos, tesis Ingeniero Geólogo, Fac. de Ingeniería UNAM.
- VAZQUEZ-SANCHEZ, E. Y JAIMES-PALOMERA, L.R., en prensa, Geología de la Cuenca de México, Núm. especial de Geofísica sobre el Sistema acuífero de la Cuenca de México, Vol. 28 no.2.
- VERMA, S.P. and ARMIENTA, M.A., 1985. $^{87}\text{S}/^{86}\text{S}$, alkali and alkaline earth element geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico. Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt- Part 2 (Ed. S. P. Verma), 24, 665-678.
- VERMA, S.P., 1987. Mexican Volcanic Belt. Present State of knowledge and unsolved problems. Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt. Part. 3B (Ed. S.P. Verma), 26 p.
- WIGLEY, T.M.L., 1975. Carbon-14 dating of Groundwater from closed and open systems. Water Resources Research, vol. 11,2,1975, pp. 324-328.
- WILSON, B.W., HERNANDEZ M., J.P. y MEAVE T., E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México, Bol. de la Soc. Geol. Mexicana T.8, núm 1, p. 1-10.

ANEXO A

Glosario de términos empleados en Hidrología Isotópica empleados en este trabajo y que no se explican en el texto.

Radioisótopo o isótopo radioactivo.- El término radioisótopo o isótopo radioactivo, se emplea para aquellos isótopos de un elemento en los que su núcleo es inestable y se desintegra espontáneamente, resultando en la emisión de radiación y en la formación de otro isótopo. (Payne,1983).

Radiación.- Durante el decaimiento radioactivo pueden ser emitidos tres tipos de radiación:

a)Alfa (α)-núcleo de helio cargado positivamente; fácilmente absorbida en unos pocos centímetros de aire, donde produce ionización intensa.

b)Beta (β)-Electrones viajando a velocidad cercana a la de la luz; de mayor campo de actividad que las partículas alfa, pero produce menor ionización.

c)Gama (γ)-Radiación electromagnética; campo de actividad considerable en el aire, que se interrumpe por varios centímetros de plomo.

La energía de los distintos tipos de radiación se expresa en electron volts (eV), que es equivalente a la energía cinética adquirida por un electrón al ser acelerado a la diferencia de potencial de 1 volt. Las unidades actuales en uso son keV y MeV, que son 10^3 eV y 10^6 eV respectivamente.

Las partículas alfa y beta, causan excitación e ionización en la materia. Ya que las partículas alfa son monoenergéticas, tienen distinto campo de actividad y pueden ser absorbidas por unos cuantos mg/cm^2 de material. Las partículas beta, generan relativamente poca ionización. Tienen estas, una variación

continúa de energías desde cero hasta una máxima (Emax.) y debido a su baja masa, son relativamente difíciles de dispersar (Payne, 1983).

Espectrómetro de Masas- Es un instrumento que separa átomos cargados y moléculas con base en sus masas. Consiste de una fuente de iones cargados positivamente, un analizador magnético y un colector de iones, los cuales se encuentran evacuados de aire a presiones del orden de 10^{-9} a 10^{-12} atmósferas. Es posible analizar muestras sólidas o gaseosas (Hawhesworth, 1981; Faure, 1986).

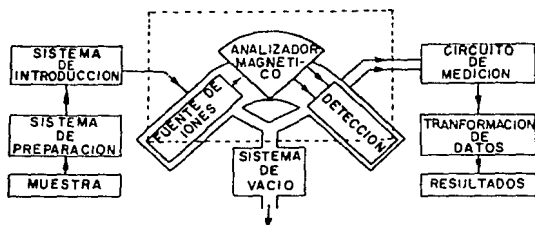


Fig. B diagrama de bloques del procesamiento de muestras en un espectrómetro de masas (tomada de Cortés, 1986).

Fraccionamiento isotópico.- Se llama así a la diferencia en la distribución de isótopos del mismo elemento en dos fases diferentes, por ejemplo: agua-vapor de agua que tienen intercambio isotópico mutuo, éste se debe a pequeñas variaciones en las propiedades físicas y químicas de los isótopos y también a ciertas propiedades termodinámicas, como la presión de vapor, el punto de condensación, de evaporación, etc. (Cortés, 1986).

Vida Media (t_{1/2}).- (ver decaimiento radioactivo).

Radiación beta.- (ver radiación).

Decaimiento radioactivo.- La desintegración o decaimiento radioactivo del núcleo de un radioisótopo es espontánea y fortuita, por esta razón, no es posible alterarlo por influencias externas. El tipo de decaimiento de cualquier isótopo radioactivo, obedece a la siguiente ley exponencial:

$$N = N_0 e^{(-\lambda t)}$$

donde N es el número de átomos radioactivos presentes en el tiempo t; N₀ es el número de átomos radioactivos presentes en t=0, y λ es la constante de decaimiento que está definida por la vida media (t_{1/2}), donde t_{1/2}=Ln 2/λ, que es el tiempo requerido para que se desintegre la mitad de un núcleo radioactivo. La vida promedio es el tiempo de vida de todos los átomos radioactivos en el sistema y es igual a 1/λ. La vida media de los distintos isótopos radioactivos, varía de fracciones de segundo a millones de años. La ley del decaimiento radioactivo es la relación en la que esta basado el fechamiento isotópico.

La unidad de radioactividad es el bequerel (Bq), que se define como la cantidad de cualquier isótopo radioactivo que decae al ritmo de una desintegración por segundo (dps). Originalmente la unidad fué el curie (Ci), que es igual a 3.7 x 10¹⁰ Bq. La actividad específica se define como la cantidad de radioactividad de un isótopo dado por gramo de un compuesto o elemento (Payne, 1983).

Aerosoles.- En la geoquímica de la atmósfera, la dispersión de partículas sólidas finas y de gotitas de líquidos dentro de los gases atmosféricos, se les llama aerosoles. (Krauskopf, 1979).

Presión Parcial de CO₂.- Cuando el agua está expuesta a una fase

gaseosa, se establece un equilibrio entre el gas a través del intercambio de moléculas en la interfase líquido-gas. Si la fase gaseosa es una mezcla de más de un gas, se establece un equilibrio para cada gas. La presión que cada gas ejerce en la mezcla es la presión parcial, que se define como la presión que podría ejercer cada componente en partículas del gas, si ocupara el mismo volumen por sí sola. La ley de Dalton de la presión parcial, establece que en una mezcla de gases, la presión total iguala la suma de las presiones parciales.

La presión parcial de un gas disuelto es la presión parcial con la cual el gas disuelto podría estar en equilibrio si la solución estuviese en contacto con una fase gaseosa. Es práctica común referirse a la presión parcial de un soluto como el H_2CO_3 o el O_2 disuelto aún y cuando el agua pudiera estar aislada de la fase gaseosa. Por ejemplo, es posible referirse a la presión parcial de CO_2 disuelto en el agua subterránea aún y cuando el agua se encuentre aislada de la atmósfera terrestre y de los gases de los espacios porosos abiertos sobre el nivel freático (Freeze y Cherry, 1979).

Sistema Abierto.- Es un sistema en el cual el CO_2 disuelto es constante, debido a una interacción relativamente ininterrumpida con un ambiente gaseoso de PCO_2 (Presión parcial de CO_2) constante como sucede con la atmósfera terrestre, en un contexto de disolución mineral (Freeze y Cherry, op. cit.)

Sistema Cerrado.- Si el H_2CO_3 consumido por las reacciones agua-mineral no es reabastecido de un depósito gaseoso, el sistema se llama sistema cerrado (Freeze y Cherry, op. cit.)

Nota: descripciones más amplias y demostraciones teóricas más completas pueden encontrarse en las referencias citadas.

Algunas consideraciones sobre el muestreo para análisis isotópicos

En el muestreo, ya sea para análisis químicos o isotópicos, es de primordial importancia conocer que es lo que representa la muestra, es decir, cuando se toma una muestra de un pozo en operación, es necesario conocer la longitud y localización del ademe ranurado para saber de donde se está extrayendo el agua y por consiguiente, de donde proviene la muestra. En algunos casos un pozo en operación extrae agua de varios acuíferos, de modo que es necesario desechar este pozo si deseamos obtener muestras representativas de un solo acuífero. Para los análisis isotópicos deben observarse las mismas precauciones que para el muestreo para análisis químicos, con excepción de la contaminación atmosférica que es muy importante que se cuide para análisis isotópicos.

Las botellas de muestreo deben llenarse por completo (dejando un pequeño espacio para los cambios de temperatura y presión) y deben sellarse (con tapa, contratapa y cera por ejemplo). Las botellas de vidrio son las más apropiadas, pero pueden emplearse botellas de plástico con tapa y contratapa, pero las muestras deben conservarse el mínimo de tiempo en estas, debido a los problemas de intercambio y difusión a través de las botellas de plástico. En todos los casos debe hacerse énfasis en que las muestras se etiqueten adecuadamente (fecha, localización, acuífero, etc.)

El muestreo de manantiales, debe hacerse tan cerca como sea posible a la salida principal. Debe tenerse cuidado en no muestrear estanques de agua que se forman cercanos al manantial, que pudieran originar cambios en la composición isotópica como resultado de la evaporación o intercambio. Deben verificarse las posibles variaciones isotópicas estacionales en los manantiales, especialmente cuando existen variaciones en los caudales de descarga. El tipo de manantial debe identificarse en el terreno con base en la información geológica existente, o a partir de las

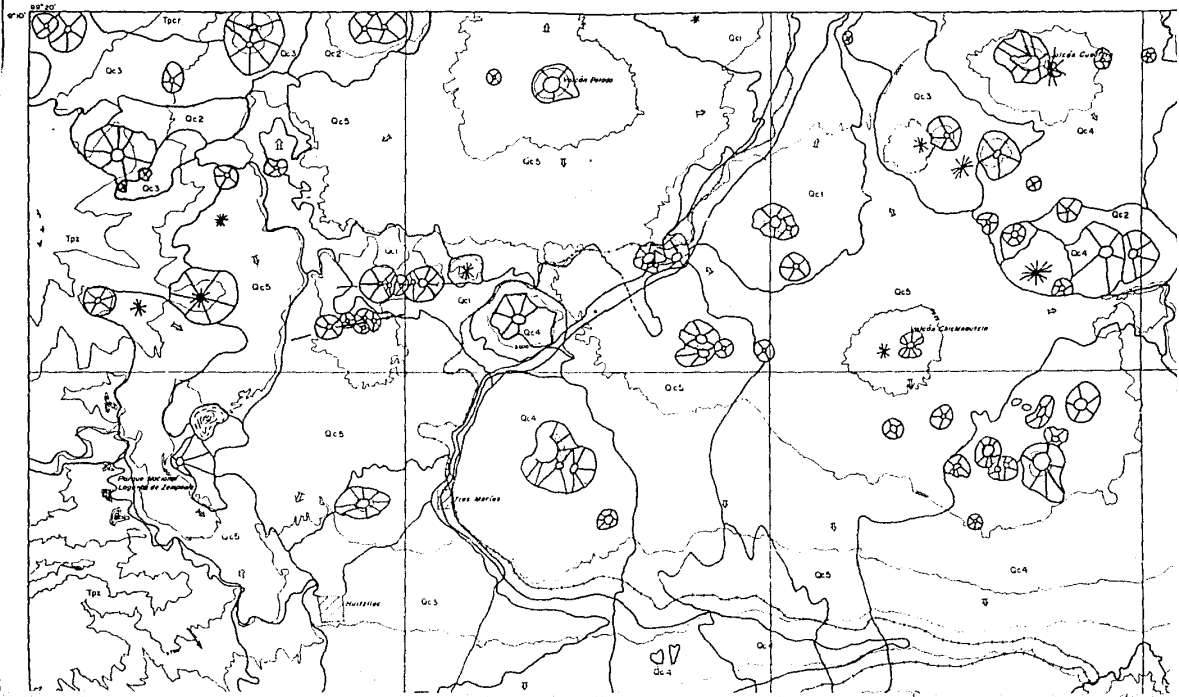
observaciones de campo.

En las norias, existe la posibilidad de evaporación, por ello deben elegirse las que se encuentren en uso y tratar en la medida de lo posible, bombear o extraer el agua de la noria antes del muestreo para así obtener una muestra libre de evaporación. Es importante considerar, que las norias representan la cima de un acuífero. Si este acuífero tiene un espesor considerable, pudiera existir una estratificación en la composición isotópica, particularmente en la cercanía con los ríos. La estratificación de la edad del agua en un acuífero, puede causar problemas en la interpretación si el pozo muestreado tiene una longitud de ademe ranurado considerable.

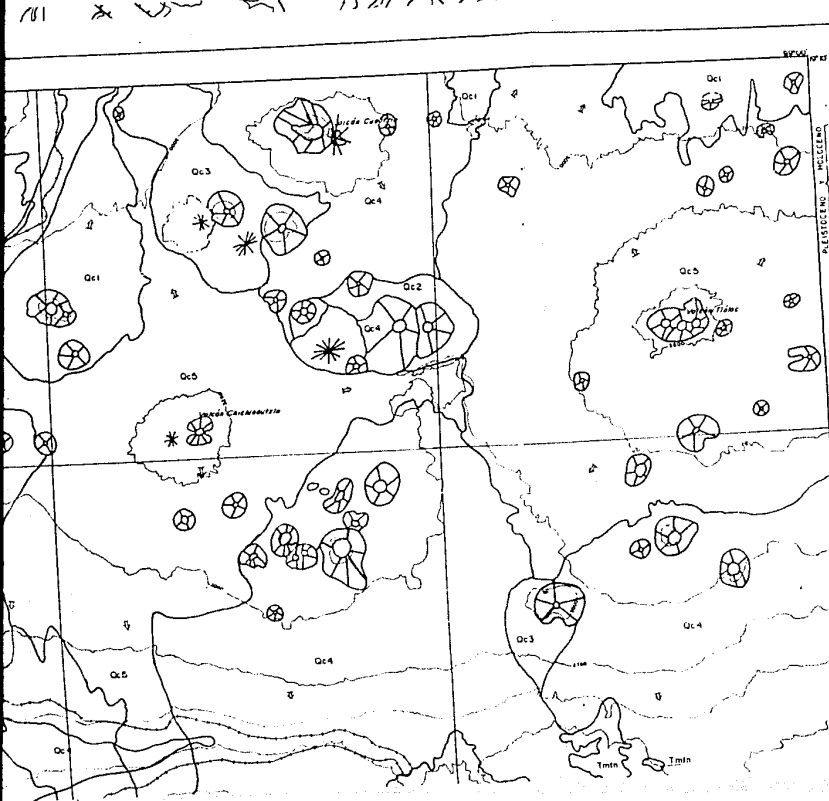
El muestreo de agua subterránea en los pozos deberá ser acompañado con la información del pozo, especialmente la localización de la tubería ranurada y los acuíferos atravezados por el pozo cuando esto sea posible. Los datos sobre temperatura y salinidad pueden ser útiles en ocasiones para identificar horizontes particulares para ser muestreados. El muestreo durante la perforación de pozos es una magnífica oportunidad para obtener muestras de distintos horizontes. Sin embargo, si se emplea perforadora rotaria, es muy difícil evitar la contaminación por el fluido de perforación. Por lo que, el método de percusión generalmente es el que ofrece más facilidades al muestreo para análisis isotópicos y por ende también al muestreo para análisis químicos.

Carbono-14

El muestreo consiste en la precipitación de al menos 60 meq/l de carbono inorgánico disuelto total (CIDT) como BaCO_3 (ó SrCO_3) a un pH de 9. En algunos casos (por ejemplo para aguas salinas o con muy poco CIDT (menos de 0.3 meq/l)), la cantidad de CIDT necesaria se remueve por acidificación y reacción subsecuente del CO_2 producido en una solución concentrada (libre de carbonato) de hidróxido de sodio.



15/11/10-2000 118 Km



EXPLICACION

UNIDADES ESTIMADAS Y SEDIMENTARIAS

Qc1 | **Qc2** | **Qc3** | **Qc4** | **Qc5**

Qc1 - Unidad "Los Depósitos Locales de cerros volcánicos "terrestre y marés"

Qc2 - Unidad Multigráfica de la Formación Chichilindahuasi. Incluye depósitos marinos y lacustres en algunos lugares y lacustres y marinos en otros. Incluye depósitos de caliza libre en otros lugares.

Qc3 - Unidad Multigráfica de la Formación Chichilindahuasi. Incluye depósitos intercalados con lafa de caliza libre y volcánica.

Qc4 - Unidad Multigráfica de la Formación Chichilindahuasi. Incluye depósitos intercalados con lafa de caliza libre y volcánica.

Qc5 - Unidad Multigráfica de la Formación Chichilindahuasi. Incluye depósitos intercalados con lafa de caliza libre y volcánica.

Tm1 | **Tm2**

Tm1 - Materiales volcánicos del tipo: principalmente proveniente de las lavas fluidas que descendieron la Cumbre de Madero, se intercala en la parte de lo que se ha denominado "Formación Cuzcoana" que consta de conglomerados, material silíceo, "terrestre, marés y mar"

Tm2 - Unidad de depósitos de lavas fluidas intercaladas con lafa de caliza libre y volcánica.

Tm3 | **Tm4** | **Tm5** | **Tm6** | **Tm7** | **Tm8** | **Tm9** | **Tm10** | **Tm11** | **Tm12** | **Tm13** | **Tm14** | **Tm15** | **Tm16** | **Tm17** | **Tm18** | **Tm19** | **Tm20** | **Tm21** | **Tm22** | **Tm23** | **Tm24** | **Tm25** | **Tm26** | **Tm27** | **Tm28** | **Tm29** | **Tm30** | **Tm31** | **Tm32** | **Tm33** | **Tm34** | **Tm35** | **Tm36** | **Tm37** | **Tm38** | **Tm39** | **Tm40** | **Tm41** | **Tm42** | **Tm43** | **Tm44** | **Tm45** | **Tm46** | **Tm47** | **Tm48** | **Tm49** | **Tm50** | **Tm51** | **Tm52** | **Tm53** | **Tm54** | **Tm55** | **Tm56** | **Tm57** | **Tm58** | **Tm59** | **Tm60** | **Tm61** | **Tm62** | **Tm63** | **Tm64** | **Tm65** | **Tm66** | **Tm67** | **Tm68** | **Tm69** | **Tm70** | **Tm71** | **Tm72** | **Tm73** | **Tm74** | **Tm75** | **Tm76** | **Tm77** | **Tm78** | **Tm79** | **Tm80** | **Tm81** | **Tm82** | **Tm83** | **Tm84** | **Tm85** | **Tm86** | **Tm87** | **Tm88** | **Tm89** | **Tm90** | **Tm91** | **Tm92** | **Tm93** | **Tm94** | **Tm95** | **Tm96** | **Tm97** | **Tm98** | **Tm99** | **Tm100**

EC

EC - Formación local de caliza de estratificación variable entre

CUATROTERCIO
TERCERO

