



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

GEOQUÍMICA Y ORIGEN DE MANANTIALES TERMALES EN LA COSTA DE GUERRERO Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD SÍSMICA

TESIS

que para obtener el título de
DOCTOR EN CIENCIAS
(AGUAS SUBTERRÁNEAS)

PRESENTA:
ALEJANDRO H. RAMÍREZ GUZMÁN

Asesor de tesis: Dr Yuri Taran

MÉXICO, D.F 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicada

A mi esposa

Lilia Cristóbal Escalona

A mis hijos

Barcine ⁺

Ethan Alejandro

Nadia Paulina

Agradecimientos

Al Dr Yuri Taran

Por la asesoría en esta tesis

A los miembros de mi comité tutorial: Dra. Maria Aurora Armienta Hernández, Dra Ana Lilian Martín Del Pozo, Dr. Eduardo González Partida, Dr. Vladimir Kostoglodov y Dr. Dante Moran Centeno; quienes al mismo tiempo formaron parte del jurado examinador. Así mismo, agradezco al Dr. Joel Carrillo Rivera y Dr. Oscar Escolero por sus valiosos comentarios y por formar parte del comité de sinodales.

A la Fis. **Alejandra Cortes Silva**, Dr **José Alfredo Ramos Leal**; Químico **Rubén Bernard Romero**; a los ingenieros **Azucena Dótor Almazán** y **Angélica Salas Martín**; a los M. en C. **Dimitri Rowet** y **Héctor Hernández**, por su valioso apoyo. Al Dr. **Oscar Talavera Mendoza**, Ing. **Elvia Díaz Villaseñor**, Dra. **Rita Angulo Villanueva**, Dr. **Arturo Iglesias** y Dr. **Miguel Santoyo** por sus comentarios y observaciones.

A los coordinadores del programa de Posgrado: Dra. Blanca Mendoza Ortega y Dr. Oscar Campos Enríquez. **A las autoridades de la Universidad Autónoma de Guerrero** por las facilidades y apoyo otorgadas para realización de este trabajo.

Al personal del Laboratorio de Química Analítica Instituto de Geofísica de la UNAM: Dr. Maria Aurora Armienta; Olivia Cruz, Alejandra Aguayo, Nora Cenicerros.

Al personal del Laboratorio de Espectometría de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM: M. en C. Pedro Morales Puente, M. en C. Edith Cienfuegos Alvarado, QFB Francisco J. Otero Tujano, Ing. Caridad Hernández Bernal

GEOQUÍMICA Y ORIGEN DE MANANTIALES TERMALES EN LA COSTA DE GUERRERO Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD SÍSMICA

Resumen	
Abstract	
INTRODUCCIÓN	1
I GENERALIDADES	3
I.1 Objetivos	6
I.1.1 Objetivos específicos	7
I.2 Hidrosismología	7
I.2.1 Iones	9
I.2.2 Gases	17
I.2.3 Modelos físicos del fenómeno precursor en el agua subterránea	19
I.2.4 Estados de esfuerzos y señales hidroquímicas	23
I.3 Localización del área de estudio	26
I.3.1 Manantiales termales en las cercanías de Acapulco, Guerrero	27
I.3.2 Precipitación y temperatura	34
I.3.3 Manantiales termales en la costa del Pacífico (99-105.5° LW)	37
II MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO	38
II.1 Geología regional	38
II.1.1 Litología y edades del Terreno Xolapa	39
II.2 Subducción	41
II.2.1 Brechas sísmicas en el Estado de Guerrero	46
II.2.2 Sismicidad en las cercanías de Acapulco Guerrero	48
II.2.3 Efectos de sismos con respecto a un punto de observación	53
III METODOLOGÍA	55
III.1 Manantiales termales entre las longitudes 99-105.5°	55
III.1.1 Muestreo	55
III.1.2 Métodos analíticos	55
III.2 Análisis de isótopos estables	56
III.3 Metodología para el monitoreo hidroquímico	57
III.3.1 Muestreo	57
III.3.2 Método analítico de cromatografía iónica	58
III.3.2.1 Calibración	59
III.3.2.2 Precisión	64
III.3.2.3 Exactitud	66
III.3.2.4 Límite de detección	70

IV AGUAS TERMALES EN LA COSTA DEL PACÍFICO DE MÉXICO (99-105.5° LW)	72
IV.2 Aguas con <i>pH</i> alcalino	76
V GEOQUÍMICA Y ORIGEN DE LAS AGUAS TERMALES ALREDEDOR DE ACAPULCO, GUERRERO	78
V.1 Química del agua	78
V.2 Gases	82
V.3 Isótopos	83
V.4 Modelado termodinámico de la interacción del agua-roca: aguas “termo-gradiente” en cuerpos graníticos fracturados	85
V.5 Resultados del modelado numérico en aguas termales	90
VI RESULTADOS DEL MONITOREO	94
VI.1 Composición química (Cl, SO₄)	94
VI.1.1 Manantial Coacoyul	95
VI.1.2 Manantial Tamarindo	101
VI.1.3 Manantial Dos Arroyos	105
VI.1.4 Manantial Paso Real	111
VI.2 Composición isotópica (<i>dD</i> y <i>d¹⁸O</i>)	116
VI.2.1 Manantial Coacoyul	116
VI.2.2 Manantial Tamarindo	118
VI.2.3 Manantial Dos Arroyos	120
VI.2.4 Manantial Paso Real	122
VII RELACIÓN DE CAMBIOS EN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE MANANTIALES Y SISMICIDAD	126
VII.1 Manantial Paso Real	126
VII.2 Manantial Dos Arroyos	129
VII.3 Discusión	131
VII CONCLUSIONES	133
IX REFERENCIAS	136
Anexo 1	145

RESUMEN

La parte central del Estado de Guerrero en la Costa del Pacífico de México, está caracterizada por la actividad sísmica relacionada con la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica. En esta zona se escogieron cuatro grupos de manantiales para el estudio de variaciones de la composición iónica e isotópica, relacionadas con sismos ocurridos en la región.

Antes de evaluar los cambios temporales se presenta el estudio de datos de la composición química de las aguas de seis manantiales, ubicados en las cercanías de Acapulco Guerrero. Se presenta y discute la química del agua y de gases, sus relaciones isotópicas y el resultado de el modelado numérico de la interacción agua-roca.

La simulación numérica se realizó en un reactor multi-pasos y sugiere que el tipo de agua de los manantiales de Guerrero se origina de la disolución de rocas graníticas y la redepositación y equilibrio de minerales secundarios, producidos por el descenso de agua meteórica. La filtración del agua de lluvia alcanza temperaturas de 100°C; para posteriormente ascender a la superficie enfriándose por pérdida conductiva de temperatura, hasta 40°C.

El agua de los manantiales termales de la costa de Guerrero (37-42°C) se caracteriza por baja salinidad (< 350 mg/l), y pH alcalinos (9.5-10). Los gases presentes en burbujas son casi 100% nitrógeno y presentan altas concentraciones de *He* enriquecido con Helio radiogénico.

Se demuestra que este tipo de agua de baja salinidad y pH alcalinos, se relaciona con actividad hidrotermal de baja temperatura producida por el calentamiento de aguas meteóricas en su descenso a través de fracturas profundas con relación agua/roca alta.

Se hicieron análisis químicos e isotópicos en cuatro manantiales de en la costa del Estado de Guerrero cerca de Puerto de Acapulco. El monitoreo "hidro-sísmico" se realizó durante 75 semanas (1.5 años). Durante este período ocurrieron en las cercanías de Acapulco 119 sismos con $3.8 \leq M \leq 5.3$. Los datos de monitoreo muestran anomalías en dos manantiales en *Cl*, *SO₄*, *dD* y *d¹⁸O*, que exceden 2σ de la serie de datos y la precisión del método con picos positivos, generados después de la ocurrencia de sismos, cuyas localizaciones epicentrales son cercanas a la localización del manantial. Se demuestra que dos manantiales son sensibles a la actividad sísmica y podrían ser utilizados en futuro para el estudio de precursores hidrogeoquímicos de sismos de gran magnitud, con epicentros cercanos a Acapulco.

ABSTRACT

The central part of the Pacific coast of Guerrero State, Mexico, is characterized by high seismicity related to the subduction of the Cocos Plate beneath the North America Plate. In this zone four groups of thermal springs were selected to study variations in hydrochemistry (ionic and isotopic) and their relationship with earthquakes occurred in the region.

Prior to the evaluating of the temporary changes, we studied the geochemistry of thermal springs in the area, their origin and the causes for their low salinity and high pH. Data on the chemical and isotopic composition of the waters are presented as well as results of thermo-chemical calculations of water-rock interaction.

Numerical simulation of water-rock interaction in a multistep flow-through reactor, using a "1st wave" approximation, suggests that this type of high-pH diluted water can be produced by step-by-step dissolution of granite and redeposition of secondary equilibrium minerals along a flow-path. This models the infiltrating meteoric water until to 100°C and its afterwards ascending to the surface with conductive cooling to 40°C.

Waters from thermal (37-42°C) springs of the Guerrero coast are characterized by low salinity (< 350 mg/l), and high pH (9.5-10). The bubbling gases are presented by almost 100% of nitrogen and they have high concentrations of He enriched with radiogenic.

It is demonstrated that this type of water diluted with high *pH* is related to hydrothermal activity of low temperature produced by heating of meteoric waters in its descent through deep fractures with a high water/rock ratio.

The hydro-seismic monitoring was carried out during 75 weeks (1.5 years). Chemical and isotopic data were obtained for four springs near Acapulco. During this period more than 119 earthquakes with $3.8 \leq M \leq 5.3$ occurred in the area. Data show anomalies in two springs in *Cl*, *SO₄*, *dD* y *d¹⁸O*, exceeding with positive peaks, generated after earthquakes whose epicenters were very close to the location of a spring. These two springs, sensitive to the seismic activity could be used in the future for studying possible hydrochemical precursors to earthquakes of greater magnitudes near Acapulco.

INTRODUCCIÓN

La costa del Pacífico, desde Jalisco hasta Centro América es una de las regiones sísmicas más activas del mundo. En la última década el número de investigaciones dedicadas al conocimiento geológico, sismológico y geodésico se ha multiplicado. En México a lo largo de la costa del Pacífico desde el Estado de Jalisco hasta el Estado de Guerrero existen 17 manantiales localizados en una franja de ~30 km paralela a la costa y a la zona epicentral; sin embargo, no existen estudios de la relación entre la sísmicidad y el comportamiento geoquímico de estos manantiales.

El Estado de Guerrero se caracteriza por alta actividad sísmica relacionada con la subducción de la placa oceánica de Cocos debajo de la placa continental Norteamericana. En la brecha sísmica de Guerrero, localizada al NW del puerto de Acapulco el sismo más reciente ($M=7.6$) ocurrió en 1991. Al SE de Acapulco, los últimos eventos importantes ocurrieron en 1957 ($M=7.6$) y dos eventos de $M=7.0$ (cada uno) ocurridos en 1962.

Debido a estos largos periodos de quietud sísmica y a la acumulación de energía en las brechas sísmicas de Acapulco y Guerrero, la probabilidad de la ocurrencia de un gran sismo en las cercanías de la Ciudad de Acapulco es alta. En las cercanías de ambas brechas sísmicas existen manantiales termales ($37-42\text{ }^{\circ}\text{C}$) en un área de 100×30 km que pueden ser utilizadas para el estudio de variaciones geoquímicas relacionadas con sismos.

El comportamiento geoquímico de estos manantiales tienen gran relevancia para el conocimiento del agua subterránea en los alrededores de la Ciudad de Acapulco ya que no existen pozos profundos que pudieran dar idea de su funcionamiento.

En el mundo existen solamente dos casos de anomalías hidroquímicas convincentes relacionadas la actividad sísmica. En ambos estudios los autores usaron agua mineral embotellada, cubriendo un anterior y posterior al sismo de

Kobe de 1995 (Tsugai and Wakita, 1995), y en un sismo ocurrido en los Pirineos (Toutain et al., 1997; Poitrasson et al., 1999).

La fuente de agua analizada para el caso de Kobe se localizó a 20 km del epicentro con 100 m de profundidad. Toutain et al., (1997) analizó botellas de agua provenientes de un manantial mineral localizado a 29 km del epicentro. En ambos casos el incremento en la concentración del ión cloruro fue observado cinco meses antes del sismo de Kobe (M=7.2) y 5 días antes en el sismo de Los Pirineos (M=5.2).

En este trabajo se reportan datos físico-químicos e isotópicos de los 17 manantiales distribuidos a lo largo de la costa del Pacífico en México; sin profundizar en el origen de las fuentes termales, estos datos tienen la finalidad de conocer los valores de las concentraciones de algunos iones y comparar su comportamiento ante la ocurrencia de un sismo de gran magnitud.

El presente estudio está orientado principalmente al conocimiento de la geoquímica y el origen de los fluidos de las aguas termales de los alrededores de Acapulco Guerrero (seis manantiales). Se reportan datos de la composición química de gases, relaciones isotópicas de D/H , $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$, $^3He/^4He$, y resultados de cálculos de equilibrio químico multi-componente del sistema agua roca.

En cuatro de los seis manantiales cercanos a Acapulco se realizó un muestreo y análisis químico e isotópico semanal, para el estudio de variaciones co-post y pre-sísmicas, durante 1.5 años con la finalidad de identificar cambios en la composición química de las aguas relacionadas con la actividad sísmica de la región.

El presente trabajo y la metodología utilizada son pioneros en México, en el reconocimiento de manantiales termales sensibles a la sismicidad y puede utilizarse en el futuro en el estudio de precursores sísmicos en las brechas sísmicas de Guerrero y Acapulco, para adoptar medidas de protección civil y reducir las pérdidas humanas y económicas en la ocurrencia de un terremoto.

I GENERALIDADES

Los precursores sísmicos indican la iniciación de los procesos directamente involucrados con el rompimiento cortical irreversible que culmina con terremoto (Scholz 2002). La realización del primer simposio internacional de predicción de sismos, organizado por la UNESCO en Paris en abril de 1979, presentó una plataforma para el intercambio de información de importancia científica para las comunidades y naciones localizadas en las zonas sísmicas del mundo (UNESCO 1984). En este trabajo los precursores fueron seleccionados entre una amplia clasificación de posibles señales, de acuerdo con diferentes períodos (período largo, período medio y período corto); sugiriendo que éstos podrían ser independientes unos de otros (Lomnitz 1994).

Tradicionalmente, la medida del tamaño de un terremoto es la magnitud y se basa en la amplitud de una onda sísmica específica medida para una frecuencia particular, corregida por la distancia y por la respuesta del instrumento. Consecuentemente, existen diversos tipos de magnitudes (M_L , m_b , M_s), los cuales son útiles bajo ciertas condiciones.

La primera escala de magnitud fue utilizada por Charles Richter en 1935 para los terremotos de California, esta magnitud fue llamada magnitud local o magnitud de Richter (M_L); que fue medida en sismógrafos específicos llamados sismógrafos Wood-Anderson. Para estudios globales se utiliza principalmente la magnitud de onda superficial (M_s) y magnitud de onda cuerpo (m_b).

Las diferentes magnitudes reportadas para un mismo sismo pueden variar debido al patrón de radiación de propagación de la fuente y la ubicación de los sismógrafos; sin embargo, se han desarrollado diversas ecuaciones, que relacionan diferentes escalas de magnitud.

Una ecuación que describe la magnitud de los sismos en forma conveniente a partir de las características de la fuente que originó el sismo, denominado momento sísmico (Scholz, 2002).

$$M_{oij} = \mu(\Delta u_i n_j + \Delta \mu_j n_i) A \quad 1.1)$$

Donde Δu_i es el deslizamiento promedio del vector de desplazamiento sobre el área de la falla A de unidad n_j , y μ es el módulo de corte. En forma general, debido a que Δu y n_j son funciones de la posición, M_{oij} es un tensor de segundo orden con un valor escalar y dos direcciones, el deslizamiento y la orientación en la falla, finalmente se tiene:

$$M_o = \mu \Delta u A \quad 1.2)$$

La relación entre el momento sísmico (M_o) y la magnitud de ondas superficiales (M_s) de un sismo se relaciona por medio de la siguiente ecuación:

$$\log M_o = 1.5 M_s + 9.1 \quad 1.3)$$

Existen subestimaciones del momento sísmico cuando es definido por M_s a partir de la ecuación 1.3 y cuando $M_s \geq 7.5$. Si se desea retener el uso tradicional de la magnitud para grandes sismos, se puede calcular la magnitud del momento (M_w) con la ecuación:

$$M_w = \frac{\log M_o}{1.5} - 10.73 \quad 1.4)$$

Donde M_o está dado por la ecuación 1.2 en Dinas.cm .

En el presente trabajo se usa la notación M , para sismos ocurridos en la parte central de la Costa de Guerrero con $M_s < 7.5$. Prácticamente en este rango de magnitud $M_s \approx M_w$.

En Haicheng en el noreste de China una predicción eminente fue realizada para el sismo, conocido con el mismo nombre con 9 a 24 horas antes de que esté ocurriera, lo que llevó a la evacuación de la ciudad. El terremoto de $M = 7.3$ ocurrió el febrero 4 de 1975. El 90 % de los edificios fueron destruidos, pero pocas personas fallecieron.

Los sismólogos chinos (Deng et al., 1981) reportaron una predicción exitosa basada en un gran número de precursores, tales como: deformación del terreno, cambios en el nivel del mar, mareas y deformación; sismicidad anómala; cambios en los valores de b , en la microsismicidad, en la migración hipocentral; así como en las velocidades de las ondas sísmicas. Cambio en el campo geomagnético, en las corrientes eléctricas terrestres; en la resistividad; en el contenido de radón, y en el cambio de nivel del agua subterránea (Lomnitz 1994).

Dieciocho meses después a cuatrocientos kilómetros al suroeste de Haicheng en la ciudad de Tanshang en China, ocurrió un terremoto con magnitud de 7.8. Reportes oficiales confirmaron 242 000 muertes; mientras, reportes no oficiales señalan 655,000 decesos (Lomnitz 1994). Después del sismo de Haicheng no han sido reportados en el mundo precursores sísmicos que anuncien grandes sismos.

Rikitake (1984), señaló 374 casos de precursores físicos tales como: patrones anómalos de sismicidad; cambios en la velocidad de las ondas sísmicas, mecanismos de fuente y características espectrales; deformación anómala de la corteza; cambios en la gravedad, en el campo geomagnético; en corrientes eléctricas terrestres; mientras que solamente señalan doce casos para precursores de radón y dos en agua subterránea.

Uno de los programas más consistentes en estudios de precursores potenciales de los sismos ha sido desarrollado en Japón desde 1965 a la fecha, obteniéndose conclusiones importantes en la predicción de terremotos (Wakita 1996).

El presente estudio se realiza en la costa del Pacífico del Estado de Guerrero, que se caracteriza por ser un área de alta sismicidad, controlada por la subducción de la placa de Cocos bajo el Placa de Norteamérica; los sismos aquí ocurren en una franja tierra adentro de la costa (Pardo y Suárez 1995), con eventos sísmicos frecuentes con $M < 4$.

Los llamados “gaps sísmicos” o “brechas sísmicas” en general son áreas litosféricas, donde los tiempos de recurrencia para grandes eventos no se conoce con precisión. En la costa de Guerrero existen dos gaps sísmicos de gran importancia tectónica.

- 1) El Gap sísmico de Guerrero, entre 100.0° y 101.2° W, donde el último gran sismo ocurrido fue en 1911 (Kelleher et al., 1973; McNally and Minister 1981; Singh et al., 1982; Nishenko and Singh 1987; Anderson et al., 1989; Kostoglodov and Ponce 1994).

2) El gap de Acapulco, localizado al SE del mismo puerto entre 99.2° y 100.0° W; el último evento importante ocurrió en 1957 $M_s = 7.6$ (Anderson et al., 1994, Singh and Mortera 1991).

Las dos brechas sísmicas cuentan con una longitud aproximada de ~ 200 km y tienen alta probabilidad de generar un sismo de magnitud M_W 8.1-8.4 (Singh and Mortera 1991, Anderson 1994).

La actividad sísmica de producida por las placas de Cocos y de Norteamérica, ocurre en una franja paralela a la trinchera de Mesoamerica, en rocas del complejo metamórfico Xolapa (Cserna 1965), donde existen manantiales termales de origen profundo con características hidrogeoquímicas particulares (Ramírez-Guzmán and Taran 2004, Ramírez-Guzmán et al., 2004).

El estudio de la relación entre la sismicidad y la hidrogeoquímica a nivel mundial ha permitido evidenciar la relación entre el flujo de fluidos y el proceso de fallamiento. La mayoría de los estudios concernientes con los precursores geoquímicos han sido realizados por Ex-Unión Soviética, Japón, China, E U A, Italia; Francia e Islandia (Barsukov et al., 1984; Igarashi et al., 1995; Toutain et al., 1997; Toutain and Baubron 1999; Poitrasson et al., 1999; Favara., et al., 2001; Biagi, et al., 2004., Claesson et al., 2004).

I.1 Objetivos

1) Conocer el origen del agua de los manantiales termales localizados en las cercanías de la Ciudad de Acapulco Guerrero, con base en la observación química y el modelado numérico.

2) Analizar la sensibilidad química de los manantiales termales en las cercanías de Acapulco en relación a la ocurrencia de sismos.

3) Comprobar si existe conexión directa entre la ocurrencia de sismos y cambios en la composición química del agua de los manantiales (señales pre-sísmica, co-sísmicas y/o post-sísmicas).

4) Relacionar los procesos geológicos que intervienen con los cambios de la composición química del agua y la ocurrencia de sismos.

I.1.1 Objetivos específicos

1) Identificar los manantiales termales existentes en la costa del Pacífico de México entre 99° y 105.5° de longitud oeste.

2) Determinar las características fisicoquímicas de los manantiales termales a lo largo de la costa del Pacífico de México (99° y 105.5° LW), para poder evidenciar cambios en su comportamiento, antes y después de un sismo de gran magnitud.

3) Llevar a cabo un monitoreo hidrogeoquímico espacial y temporal con frecuencia regular de una semana en los manantiales cercanos al Puerto de Acapulco Guerrero.

4) Implementar un método para el análisis sistemático de las muestras obtenidas de los manantiales aledaños al Puerto de Acapulco, para aniones e isótopos estables.

I.2 Hidrosismología

En las últimas décadas se ha puesto gran atención en señales de precursores de terremotos, principalmente en fenómenos físicos tales como magnetismo, deformación cortical y sismicidad. A nivel mundial se han realizado estudios en cambios geofísicos y geoquímicos que ocurren en la corteza, relacionados con grandes sismos (UNESCO, 1984).

Turcotte (1991) resume los avances de precursores sísmicos que hasta ese momento se tenían, enfocándose principalmente en fenómenos físicos tales como cambios en la relación de velocidades de ondas sísmicas V_p/V_s , variaciones de deformación, así como precursores electromagnéticos; sin embargo, el autor da poca credibilidad a los fenómenos hidrológicos y menciona únicamente cambios

en el nivel freático del agua. Este mismo autor solamente habla de los precursores de radón, realizados anteriormente por King, (1985; 1986) y Friedmann, (1985).

Turcotte (1991), señala que con la implementación de instrumentación, en el futuro podría ser posible la obtención de señales precursoras claras y separadas del ruido que las acompañan; menciona que un acercamiento a la predicción de terremotos debe involucrar métodos probabilísticos.

En Japón se han seguido una política de predicción desde el año de 1965, en el que se estableció el primer plan de predicción de terremotos, construyendo infraestructura básica para la observación y colección de datos. El segundo plan (1969-1973) se realizó para evaluar los datos obtenidos en la campaña anterior y se intensificó las áreas específicas de observación. En 1973 los resultados de cambios de niveles de radón en sismos ocurridos en Tashkent, Uzbekistán inspiraron a científicos japoneses para establecer un grupo geoquímico en el programa de predicción de terremotos.

El tercer plan (1974-1978) en Japón fue orientado hacia el desarrollo de herramientas de observación incluyendo sistemas de transmisión por telemetría, instalando sismómetros en pozos de 3000 m de profundidad en el área de Tokyo así como en la construcción de una red de deformación volumétrica en pozos. En este plan se introdujeron técnicas geoquímicas para la observación del agua subterránea. Las observaciones geoquímicas en Japón comenzaron desde 1978 con instrumentación de monitoreo continuo en medidas de temperatura, radón, tritio, carbono catorce; emisión de gas y migración de fluidos en pozos de observación fijos.

Para los planes cuarto y quinto (1979-1983 y 1984-1988) se adoptaron los conceptos de predicción de largo y corto período, realizando estudios periódicos y observaciones a escala regional. Este concepto se extendió en el sexto plan (1989-1993) y se puso atención especial en la ocurrencia de sismos en áreas metropolitanas.

El séptimo plan comenzó en 1994 con la continuación de observaciones básicas; se adoptó el concepto de tasas potenciales de terremotos, así como el de terremotos cíclicos. En esta etapa también se desarrolló una red de Sistema de de

Posicionamiento Global (GPS), así como la colección de datos temporales de 300 sitios de monitoreo, cambiando drásticamente el concepto de deformación cortical (Wakita 1996).

Wakita (1996) explica que los cambios precursores de radón se relacionaron con terremotos, distinguiendo fluctuaciones del nivel base de registro.

La mayoría de los datos que se han obtenido de sistemas hidrotermales, son principalmente de monitoreo de gases y en segundo término el análisis iones disueltos (Igarashi et al., 1995; Toutain et al., 1997). En ambas líneas de investigación se tiene el consenso de que las anomalías geoquímicas pueden aportar información para el conocimiento de precursores sísmicos. (Barsukov et al., 1984, Igarashi et al., 1995; Toutain et al., 1997; Toutain and Baubron 1999; Favara. et al., 2001; Poitrasson et al., 1999; Italiano et al 2004; Biagi, et al., 2004., Claesson et al., 2004).

En estos trabajos se evidencia que las tendencias y las formas de las anomalías pueden ser variables. Las concentraciones de los iones pueden incrementarse o decrecer, en un período de semanas, meses o aparecer repentinamente como una anomalía puntual en un período de unos pocos días o menos. Lo que significa que cada región se comporta de forma diferente y debe ser ampliamente estudiada para poder reconocer dichos patrones.

La distribución de las anomalías registradas ha sido relacionadas con los cambios en el campo de esfuerzo asociados con procesos de preparación del sismo, de tal forma que la intensidad de la anomalía depende de la proximidad de las fuentes de agua cercanas a los puntos de concentración de esfuerzo. (Cai et al., 1984, Toutain et al., 1997).

I.2.1 Iones

Dentro de los trabajos más relevantes de las variaciones químicas relacionados con sismos se encuentran los trabajos King et al., (1981); quienes realizaron mediciones en tres pozos con profundidades ~ 152 m, localizados sobre un segmento de la falla de San Andrés donde ocurrió el sismo de San Francisco

de 1906. Se midieron niveles de agua, temperatura, salinidad, conductividad eléctrica y *pH*, en tres pozos durante seis años (1976-1981).

Cambios co-sísmicos, es decir cambios simultáneos de característica hidrosísmicas (salinidad y conductividad) con respecto a la ocurrencia de un sismo de $M = 4.8$ ocurrido en la parte central de California en marzo de 1980. Los autores relacionan los cambios en las concentraciones de los iones: *Na*, *Ca*, *Mg*, *SO₄*, *HCO₃*, *F* y *Cl* en dos pozos; con sismos ocurridos a 10 km de distancia.

Para este mismo episodio de deformación O'Neil and King (1981) reportan incremento de deuterio, mientras que $d^{18}O$ permaneció constante; lo que puede sugerir que el agua puede descomponerse o reaccionar de forma molecular del H_2 a profundidad. Este cambio también fue registrado en el incremento del 25% de radón (King and Wakita 1981). Dichos cambios pudieron generarse en consecuencia de un episodio de deformación en el área (King et al., 1981).

Tsugai and Wakita (1995) usaron agua mineral embotellada, para cubrir un período anterior y posterior al sismo ocurrido en 1995 en Kobe con $M=7.2$. La fuente de agua es un pozo con profundidad de 100 m localizado a 20 km del epicentro. Las anomalías relacionadas al sismo de Kobe empezaron cinco meses antes de la ocurrencia del sismo, actuando como precursor sísmico. El sismo tuvo lugar el 17 de enero de 1995 (Figura 1.1).

La actividad tectónica de Japón esta influenciada principalmente por las placas del Pacífico y Filipina que subducen a la Placa Euroasiática, el mecanismo que produjo este sismo esta relacionado con fallas laterales derechas. Una de las características hidrológicas que variaron fue el flujo de agua, de temperatura y los niveles piezométricos. Estas variaciones iniciaron dos meses antes de sismo principal (Tsugai and Wakita, 1995).

En este caso la concentración del *Cl* se incremento gradualmente; las concentraciones más grandes fueron de ~15 % que el valor de fondo registrado (Figura 1.1). Esta anomalías fueron corroboradas con registros de radón, que también se incremento una semana antes de la ocurrencia del sismo y retornó súbitamente al nivel base de medición antes del sismo principal (Tsugai and Wakita, 1995).

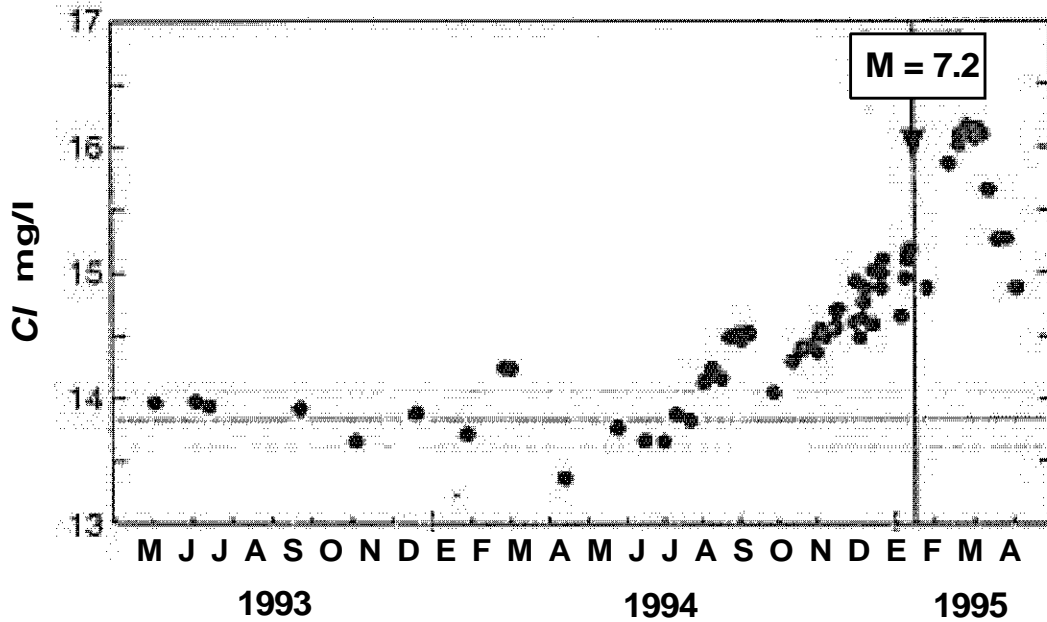


Figura 1.1 Variación temporal de cloruros en agua subterránea antes del sismo de Kobe en 1995 (Tomada de Tsugai and Wakita, 1995).

Toutain et al., (1997) reportaron un precursor de ión cloruro 5 días antes de la ocurrencia de un sismo de $M = 5.2$, ocurrido en la parte oriente de los Pirineos en Francia; esta anomalía se extendió de 10 a 13 días después del sismo (Figura 1.2).

Las anomalías del cloruro se caracterizaron por concentraciones superiores al 36 % con respecto a los valores de fondo registrados en el área. El análisis se realizó en agua comercial (Alet), extraída de un manantial localizado a 29 km del epicentro; localizado dentro de un sistema estructural de desplazamiento lateral izquierdo. La mayoría de las concentraciones de los aniones y de los cationes permanecieron dentro del rango de 2σ . El ión cloruro fue la excepción (Figura 1.2), este fenómeno es interpretado por Toutain et. al. (1997) como un precursor inducido por el estado de esfuerzo y confirma a los manantiales como sitio de señales naturales óptimas para estudiar precursores sísmicos.

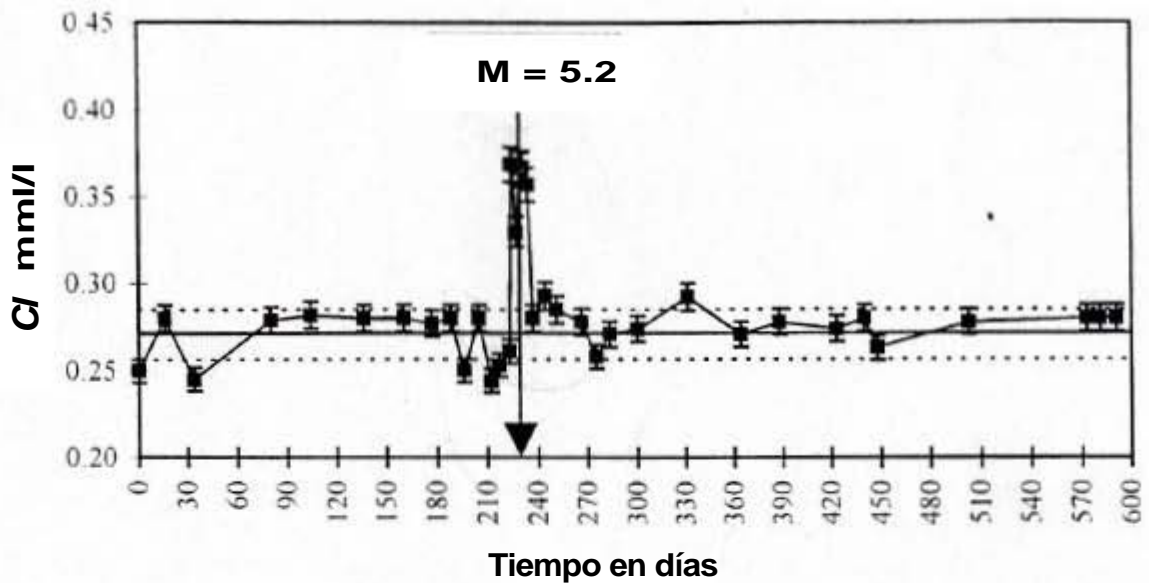


Figura 1.2 Serie de tiempo de ión cloruro de las aguas embotelladas Alet. En mmol/l. La línea vertical muestra la ocurrencia del sismo de magnitud $M = 5.2$. (Tomada de Toutain et al., 1997).

En Kamchatka Biagi et al., (2004) describen cambios en parámetros químicos en agua subterránea relacionados con la actividad sísmica. La frecuencia de muestreo se realizó cada tercer día en un pozo profundo de 1000 m. de profundidad, la distancia horizontal entre el pozo y el epicentro fue de 100 km.

En el trabajo de Biagi et al., (2004) se identificaron perturbaciones, registradas en un pozo profundo y caracterizadas por un decremento en CO_2 , Na , Cl , SO_4 , Ca , relacionado con un sismo $M = 6.9$ ocurrido en 1996 (Figura 1.3, 1.4 y 1.5); se detectaron variaciones que empezaron aproximadamente tres meses antes del evento principal, después de este sismo los parámetros retornaron a los niveles base. Los autores explican que estas variaciones ocurrieron por la mezcla con otro flujo de agua subterránea de baja salinidad, bajas concentraciones de carbonatos y sulfatos con conexión al pozo de observación (Biagi et al., 2004).

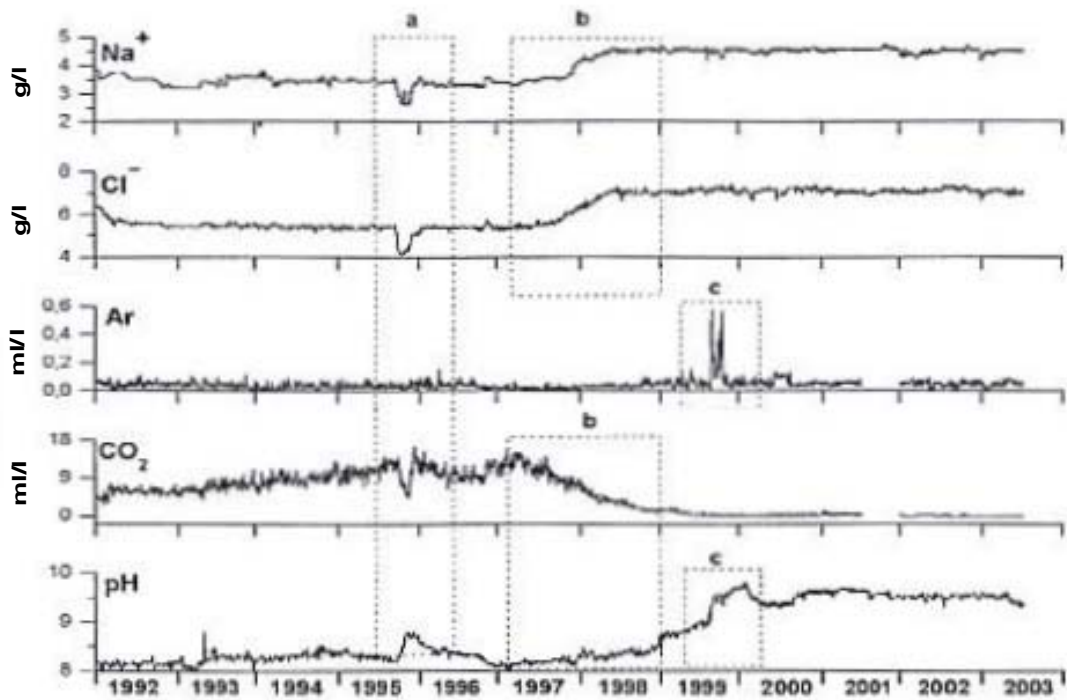


Figura 1.3 Series de tiempo del contenido de Na , Cl , Ar , CO_2 y pH . Las líneas punteadas separan los períodos a y b (Tomada de Biagi et al., 2004).

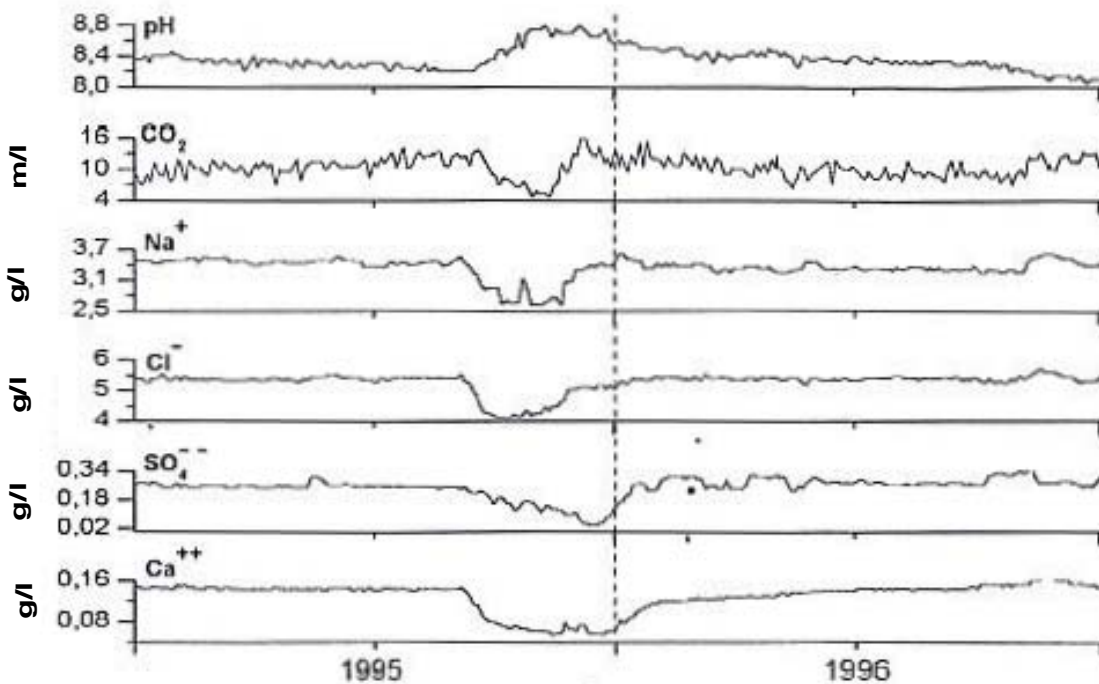


Figura 1.4 Serie de tiempo para el período “a” de concentraciones de Ca , SO_4 , Cl , Na , CO_2 , y pH . Del 1 de enero de 1995 a 31 de diciembre 1996. La línea vertical indica la ocurrencia del sismo del 1 de enero de 1996 y la erupción del volcán Karymsky (Tomada de Biagi et al., 2004).

Otro sismo de gran magnitud reportado en el trabajo de Biagi et al., (2004), ocurrió en 1997 con una de magnitud $M_W = 7.7$ en Kamchatka a 350 km de distancia. El evento fue relacionado por un incremento en Na y Cl así como por el decremento de HCO_3 y CO_2 y el incremento del pH (figuras 1.3 y 1.5); interpretándose que 1) hubo un aporte de agua salada, y 2) reducción CO_2 ligada al decremento del HCO_3 , debido al incremento de esfuerzo/deformación. Este incremento provocó la intensificación de los procesos de fracturamiento en las cercanías del acuífero (Biagi et al., 2004).

Biagi et al., (2004) sugieren que la sensibilidad del pozo esta relacionada con los procesos tectónicos que ocurren en la parte norte-noreste respecto al sitio de localización, lo que significa conexiones estructurales en esa dirección. Se observó que con este sismo ocurrió un cambio en la tendencia a un nuevo nivel estable positivo (figuras 1.3 y 1.5), esta deriva empezó seis meses antes del sismo del 5 de diciembre 1997 (Biagi et al., 2004).

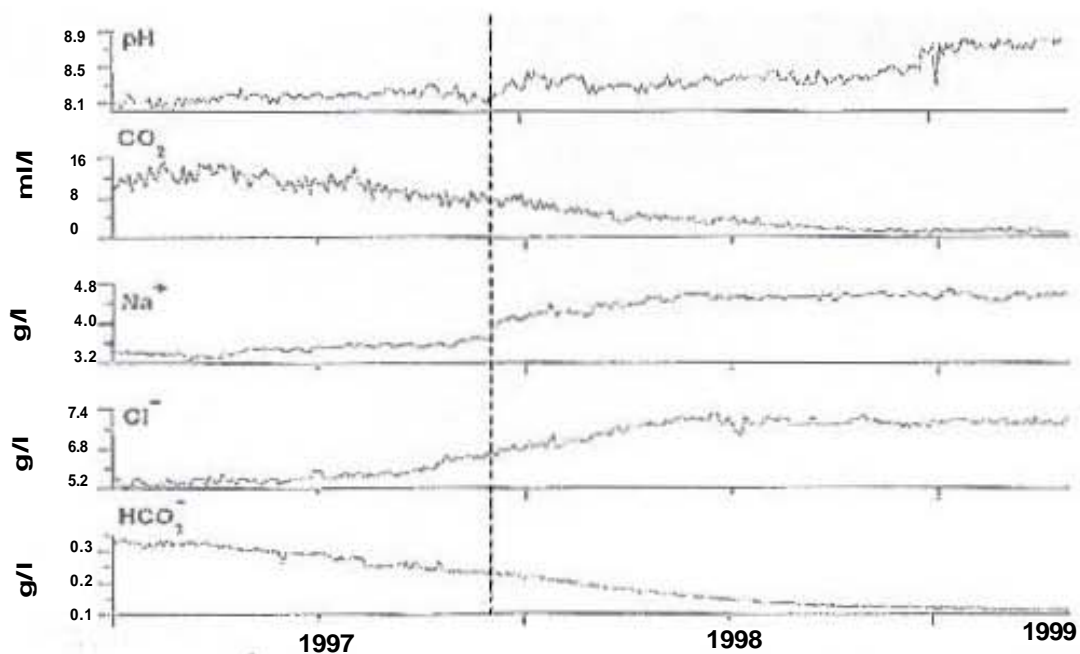


Figura 1.5 Serie de tiempo para el período “b” de concentraciones de HCO_3 , Cl , Na , CO_2 , y pH . Del 1 de enero de 1997 al 30 de abril de 1999. La línea vertical indica la ocurrencia del sismo del 5 de diciembre 1997 (Tomada de Biagi et al., 2004).

Las variaciones en las características hidrogeoquímica han sido vinculadas a cambios temporales de permeabilidad en la corteza durante (co-sísmico) y después (post-sísmico) de la ocurrencia de sismos.

Claesson et al., (2004) establecieron un programa de monitoreo en Islandia en una zona de fallas de desplazamiento lateral ligadas a la Cordillera Meso-Atlántica en una área de 120 x 70 km, caracterizada por termalismo y sismicidad con historial sísmico hasta de $M \leq 7.0$. Los cambios hidrogeoquímicos fueron detectados por medio del monitoreo de aguas meteóricas antes y después de un sismo de magnitud $M = 5.8$ ocurrido en el 2002 en una zona de fractura en el norte de Islandia. Se encontraron anomalías significativas de *Cu*, *Zn*, *Mn* y *Cr* (Figura 1.6), con respuestas de 1, 2, 5 y 10 semanas antes de el sismo respectivamente (Claesson et al., 2004).

La respuesta co-sísmica se observó en iones mayores, traza e isótopos estables (*B*, *K*, *Ca*, *Li*, *Mo*, *Na*, *Rb*, *S*, *Si*, *Sr*, *Cl*, *SO₄*, *dD* y *d¹⁸O*).

En las series de tiempo mostradas en el artículo de Claesson et al., (2004) se observa que la respuesta co-sísmica es más clara que los precursores propuestos por los autores (Figura 1.6).

El monitoreo se llevó a cabo en un pozo con profundidad de 1,150 m, donde horizontes de basalto se intercalan con roca sedimentaria. El muestreo inició en julio de 2002 hasta abril de 2004. Un sismo de $M_w=5.8$ ocurrió el 16 de septiembre de 2002, el sismo principal fue seguido por un enjambre sísmico de réplicas $M-3$. Se analizaron 48 muestras, antes del sismo y se observaron picos en las concentraciones de *Cu*, *Zn*, *Mn*, *Fe* y *Cr*.

En este trabajo se registraron variaciones en isótopos, que después de la ocurrencia del sismo cambiaron a más ligeros. También se observaron incrementos en *B*, *Ca*, *K*, *Li*, *Mo*, *Na*, *Rb*, *S*, *Si*, *Sr*, *Cl* y *SO₄* del 12-19%; con respecto al nivel base, evidenciando respuesta co-sísmica al terremoto ocurrido el 16 de septiembre de 2002.

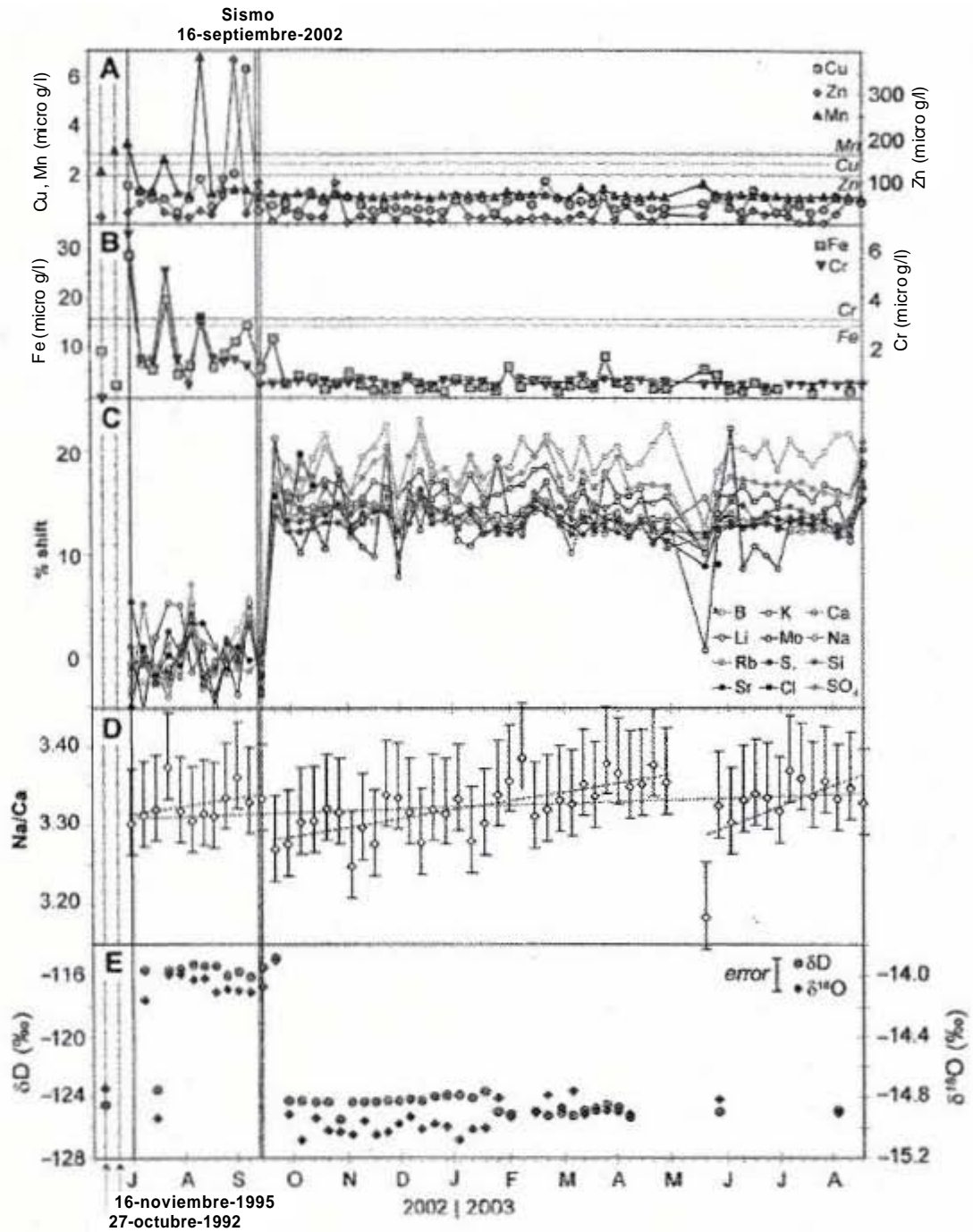


Figura 1.6 Cambios hidrogeoquímicos antes y después del sismo de magnitud $M = 5.8$. Las muestras fueron tomadas en un pozo de 1,500 m de profundidad (Claesson et al., 2004).

I.2.2 Gases

La gran cantidad de trabajos referentes a la utilización de gases como precursores sísmicos, obedece a que las aguas termo minerales han estado en contacto con grandes volúmenes de roca con diferente profundidad. Los gases del agua de los manantiales pueden ser representativos de los eventos que ocurren en la interrelación de las placas tectónicas. Las firmas de los gases son enriquecidas con gases profundos y contaminados por gases atmosféricos (Toutain and Baubron 1999).

Los gases investigados para precursores incluyen CO_2 , H_2S , CH_4 , He , Ne , Ar , N_2 , H_2 , y Rn ; tanto en agua de manantiales como en pozos profundos. Thomas (1988) y Heinicke et al., (2000) han reportado estudios de gases enfocados principalmente en Rn y He .

En Japón el monitoreo de gases comenzó en 1979 en el Spa Byakko (Sugisaki and Sugiura 1985, Sugisaki and Sugiura 1986), estos estudios han implementado sistemas que consisten en unidades de monitoreo para análisis de gases y la transmisión telemétrica de datos con monitoreo continuo (Nagamine, 1994).

En Japón se han monitoreado manantiales termales desde hace 15 años, las mediciones se han realizado en descargas de agua mineral asociada con gas. Los gases fueron analizados por medio de cromatografía, determinando He , H_2 , Ar , N_2 y CH_4 , los resultados fueron expresados como relaciones He/Ar , N_2/Ar y CH_4/Ar , obteniéndose resultados de anomalías en dos grandes sismos uno ocurrido en septiembre de 1984, $M = 6.9$ al sureste de la prefectura de Hyogo y otro en enero de 1995 $M = 7.2$ cerca de Kobe ; con distancias de 50 km y 220 km respecto a los manantiales de monitoreo (Sugisaki et al., 1996).

Para el sismo de 1984 se detectó una caída abrupta en las relaciones de gas He/Ar , N_2/Ar , CH_4/Ar , se incrementaron en marzo de 1984 y experimentaron una caída abrupta en julio de 1984. El sismo ocurrió 40 días antes del valor mínimo registrado (Sugisaki et al., 1996). En este mismo trabajo se reportó comportamiento geoquímico anómalo relacionado con el sismo de 1995 en los manantiales minerales localizados a 220 km y 230 km alejado del epicentro. Estas

observaciones son conspicuas ya que para este sismo existen por lo menos dos cambios abruptos en los niveles base de las relaciones He/Ar , N_2/Ar , CH_4/Ar , en (Sugisaki et al., 1996). Los autores proponen que 110 días antes del sismo ocurrió una anomalía en septiembre de 1994, sin embargo otra gran variación en las relaciones antes mencionadas fueron registradas unas semanas antes del sismo principal.

En México ha sido utilizada la técnica de $Rn\ 222$ (Segovia et al., 1989) como precursor sísmico para el terremoto ocurrido en 1985, debido a que ningún otro fenómeno se pudo haber encontrado como posible causa para la anomalía de radón registrada a 260 Km de distancia en una zona geotérmica (Los Azufres). Segovia et al., (1989) sugiere que las relaciones tensión-esfuerzo pueden ser notada a distancias de por lo menos el orden de la longitud de la ruptura.

Heinicke et al., 2000 describe variaciones co-sísmicas de gas y agua que fueron detectadas en los Apeninos Centrales en Italia, estos estudios se realizaron tanto en monitoreo continuo como en el monitoreo semanal en el año de 1997. El estudio se llevó a cabo en una zona de frecuente sismicidad con $M = 5.8$ relacionada con campos de esfuerzos extensionales que dan lugar al fallamiento, que puede ser el responsable del ascenso del CO_2 (Cello 1997) Las emisiones de CO_2 ocurren en rocas carbonatadas y han sido relacionadas con anomalías de flujo de calor con posibles procesos termo-metamórficos que tienen lugar a profundidad (Cataldi et al 1995; Chiodini et al., 1995).

Heinicke et al., (2000) consideran posibles fluctuaciones geoquímicas registradas en los meses de septiembre-noviembre de 1997; en relaciones de He/CO_2 y CH_4/CO_2 en dos meses de registro, en el que se observa que la ocurrencia de sismos pueden relacionarse con la disminución de la relación He/CO_2 del nivel base del registro; así como, al aumento del mismo nivel, (P ejem., mes de octubre de 1997), por lo que estas variaciones propuestas no son confiables.

Para el mes de noviembre del mismo año, Heinicke et al., (2000) reportan el aumento de las relaciones He/CO_2 y CH_4/CO_2 sin que haya existido un sismo. Así mismo los autores reportan variaciones para iones mayores en 12 muestras

colectadas semanalmente, observándose cambios en *K*, *Na*, *Mg* y *Cl*; sin embargo la baja cantidad de muestras no parece ser suficiente para mostrar el contexto de lo que ocurrió antes y después de los supuestos cambios co-sísmicos. Los autores concluyen que, las variaciones pueden relacionarse con procesos sismogénicos que involucran la deformación de la corteza, que permite la mezcla de reservorios de gases con diferentes equilibrios químicos (Heinicke et al., 2000).

Italiano et al., (2004) estudiaron las variaciones temporales de la composición de gases disueltos en aguas termales en los Apeninos Centrales en Italia, relacionados con un enjambre sísmico que comenzó el 26 de septiembre de 1997 y que duró seis meses. La actividad sísmica comenzó con dos eventos de $M = 5.6$ y 5.8 , con hipocentros de 5-10 km. Otro sismo de $M = 5.3$, ocurrió el 26 de marzo de 1998 a 51 km de profundidad, observándose variaciones pre-sísmicas, co-sísmicas y post-sísmicas.

Los cambios co-sísmicos fueron interpretadas como una consecuencia de la caída de la razón de desgasificación de CO_2 . En estas variaciones temporales los autores sugieren altos valores de N_2 los cuales persistieron cuando menos después del evento sísmico del 26 de marzo de 1998. Las relaciones de He/N_2 se incrementaron después del sismo, para posteriormente decrecer a los valores de fondo. El comportamiento de las variaciones de los gases fueron relacionadas con “deformación lenta” de la corteza que precede el evento principal. Los procesos de deformación probablemente permitieron el decremento del CO_2 y N_2 , e indujeron un incremento en la concentración del helio (Italiano et al., 2004).

1.2.3 Modelos físicos del fenómeno precursor en el agua subterránea

Los sismos de origen tectónico pueden ser interpretados como el resultado de un proceso complejo de modificaciones (preparación) en los alrededores de la fuente. Sus efectos no son conferidos al plano de falla del sismo independiente, sino más bien regiones, los cuales se propagan a través de un cuerpo elástico, antes del movimiento. (King 1986; Thomas, 1988; Fleisher, 1981; Fleisher and Magro-Campero 1985).

La deformación de la corteza terrestre puede generar los cambios geoquímicos en aguas de manantiales y pozos. Thomas (1988) revisó los precursores geoquímicos y discutió algunos de los mecanismos que han sido propuestos para relacionarlos con ellos y concluyó que únicamente dos mecanismos son consistentes con las observaciones: 1) incremento en el área de la superficie reactiva que interactúa con agua subterránea debido al fracturamiento; 2) cambio en la composición química del agua subterránea, relacionada con mezcla de fluidos provenientes de diversas fuentes.

Mezcla fluidos.

Este mecanismo ha sido el más utilizado para explicar los precursores sísmicos y se basa en el fracturamiento de barreras hidráulicas que separa flujos de agua subterránea y permite la mezcla de fluidos; relacionados con los procesos de preparación que anteceden un sismo, cambiando las concentraciones de los iones (Craig et al., 1980; 1981, King et al., 1981; O'Neil and King 1981; Claesson et al., 2004). Esta mezcla no necesariamente puede ocurrir por el fracturamiento de barreras hidráulicas impermeables; también puede explicarse por la mezcla de diferentes flujos subterráneos en tránsito.

Los precursores químicos en el agua subterránea son atribuidos principalmente a la mezcla de flujos subterráneos químicamente distintos. Este mecanismo tiene la ventaja de que las concentraciones de iones o gases pueden incrementarse o decrecer. (Cai et al., 1984; Li et al., 1985; King et al., 1981; Barsukov et al., 1985; Craig et al., 1981; King et al., 1981; Wakita et al., 1988; Igarashi et al., 1995; Toutain et al., 1997; Claesson et al., 2004).

Una alternativa distinta a la mezcla de flujos es el cambio de la carga hidráulica. Esto se ha sugerido como la variación de esfuerzos inducidos en presiones relativas entre flujos subterráneos que pueden generar cambios reversibles en los niveles piezométricos y por consecuencia efectos geoquímicos limitados en el tiempo (Toutain et al., 1997).

Los mecanismos de mezcla de gran escala podrían no ser compatibles con anomalías reversibles de corto tiempo como las observadas por Toutain et al., (1997); sino más bien con cambios de los niveles bases de concentración

irreversibles como los observados por Biagi et al., (2004) y Claesson et al., (2004).

La formulación de la pregunta: ¿cuáles son los procesos que anteceden a los mecanismos físicos relacionados con precursores geoquímicos?. Es evidente que estos mecanismos están relacionados con los esfuerzos generados antes de la ruptura cortical.

La mayoría de modelos físicos de fenómenos precursores se basan en dos categorías:

1) En las relaciones que predice el comportamiento del deslizamiento de la falla sin involucrar las propiedades de los materiales que rodean a la misma.

2) En las relaciones del volumen de roca que rodean a las zonas de fallas. Los modelos más destacados para el primer tipo son los de nucleación y para el segundo tipo los de dilatación.

Modelo de nucleación

Las rupturas de las fallas pueden ser descritas en dos formas: 1) en términos del modelo de grieta, en el cual la energía de disipación es máxima en el borde de la fractura y 2) en términos de la fracción de deslizamiento en el cual los efectos de los bordes no son considerados (Scholz 2002). El balance de energía en los dos modelos es tomado en cuenta desde el inicio de la unión total y se tiene un gran número de aplicaciones que ofrecen resultados análogos en los dos modelos.

Los modelos de nucleación son complementarios y describen la propagación de las grietas, mientras los modelos de fricción explican los cálculos de la evolución de esfuerzo en términos de las propiedades del material donde se encuentra la falla.

Las grietas y los modelos de fricción predicen que la inestabilidad podrían ocurrir antes que el deslizamiento sobre un fragmento de radio crítico, que es una función del esfuerzo de la fuerza de la falla, el estado de esfuerzos y las constantes elásticas de la roca.

Existen expresiones matemáticas para los modelos de grieta, fricción deslizamiento y modelos de grieta híbridos, que explican que el deslizamiento podría ocurrir como parches de crecimiento dentro del radio crítico, además de observaciones experimentales de nucleación en la estabilidad de rocas graníticas que han sido registradas a lo largo de una superficie de deslizamiento (Scholz 2002).

Das and Scholz (1983); consideran que bajo condiciones de carga lenta las primeras grietas inician la propagación influenciadas por un factor de intensidad de esfuerzo (IF); y con la inestabilidad en rocas, con la longitud de la grieta y la velocidad de crecimiento en el extremo de la misma. Así el extremo de la grieta acelera su crecimiento antes que este alcance velocidades ilimitadas; lo que define la inestabilidad de las rocas (Scholz 2002). Das and Scholz (1981) mostraron que el crecimiento de la grieta es una función del tiempo y puede ser calculada a partir de valores de caída de esfuerzos.

Modelos de dilatancia.

Hay dos clases de modelos de dilatancia 1) modelos de volumen en el cual se considera que la dilatancia ocurre en un volumen de roca alrededor de la zona de falla y 2) modelos donde se considera que la dilatancia ocurre únicamente dentro de la zona de falla.

Nur (1972), Whitcomb et. al., (1973) y Scholz (1972), consideran que la dilatancia ocurre dentro un volumen de roca sometido a esfuerzo alrededor de una zona de ruptura y desarrolla una aceleración, como una observación en experimentos de fractura. Como el esfuerzo se incrementa la razón de dilatancia también aumenta (etapa I). Eventualmente la razón de dilatancia es alta, suficiente para que la difusión del fluido de poro no pueda mantener la presión de poro (etapa II). La siguiente etapa (III) involucra el re-establecimiento de la presión de poro por la difusión del fluido, seguida por la ruptura (etapa IV). Posterior al terremoto la presión de poro se reestablece en función del tiempo (etapa IV).

Esta secuencia de eventos es basada en los fenómenos observados en las anomalías en las velocidades de las ondas V_p/V_s que ocurren en el espacio sólido antes de un terremoto y se relacionan con cambios físicos en las propiedades de un volumen alrededor de la ruptura.

En el gap de Guerrero Kostoglodov et al., (2001) realizaron estudios en el período comprendido 1995 a 1998 de deformación vertical, nivelaciones y estudios con GPS. El levantamiento sugieren que los esfuerzos en ambos lados de la brecha sísmica de Guerrero son diferentes geoméricamente con inclinación en la parte media, lo que implica liberación de esfuerzos extremadamente lentos, que podrían relacionarse con eventos de fallamiento inverso o bien, producidos por un período anormalmente largo de desplazamiento inter-sísmico. Estos resultados evidencian que existen esfuerzos anormales que en cualquier momento pueden estabilizarse, provocando con ello un la liberación de esfuerzos que podrían inducir precursores relacionados con los fluidos contenidos en diferentes niveles de la corteza terrestre.

I.2.4 Estados de esfuerzos y señales hidrogeoquímicas

Un sismo ocurre cuando los esfuerzos en una falla exceden la resistencia de fricción en la interfaz. En el ámbito tectónico, los esfuerzos y la resistencia de fricción, son parámetros que dependen generalmente de la posición y del tiempo.

Un reflejo de esto son las heterogeneidades que presentan las distribuciones de deslizamientos sísmicos (Mendoza and Hartzell, 1989 ; Mendoza, 1993 y 1995; Yagi et. al., 2004), así como las irregularidades espacio-temporales observadas en algunos ciclos sísmicos de zonas tectónicamente activas.

En el análisis de la interacción de esfuerzos los procesos de ruptura como las posibles relaciones de esfuerzos entre sismos en una región, a todos los niveles de magnitud, han sido evaluados por medio de los cambios de esfuerzos co-sísmicos de Coulomb (ΔCFS).

La preferencia de ocurrencia de las réplicas y de la microsismicidad posterior a un sismo, ocurre en regiones donde existen incrementos en los ΔCFS (Das and Scholz, 1981; Stein et. al., 1994; Deng and Sykes, 1997; Toda et. al., 1998).

Así mismo, hay evidencia de que eventos medianos y grandes pueden ser disparados por sismos adyacentes previos de magnitudes semejantes, si éstos están ubicados en las regiones donde los esfuerzos de Coulomb son también positivos (Deng and Sykes, 1997).

En las regiones donde los ΔCFS son negativos, la sismicidad se reduce, estas zonas, son llamadas “sombras de esfuerzos”, en algunas ocasiones se reduce la tasa de sismicidad, o bien los cambios ΔCFS puede provocar es la ocurrencia del agrupamiento de grandes sismos (Santoyo 2005).

Los cambios de esfuerzos cosísmicos de Coulomb (ΔCFS) se define por

$$\Delta\text{CFS} = Dt_s - m(Ds_n - Dp) \gg Dt_s - m'(Ds_n) \quad 1.1)$$

donde Dt es el cambio de esfuerzos cortantes en dirección del deslizamiento de la falla, Ds_n y Dp son los cambios de esfuerzos normales y presión de poro en la falla, m es el coeficiente de fricción; m' es un coeficiente de fricción aparente $m' = (1 - p)$ donde m el coeficiente de fricción y p es la presión de poro en el volumen fuente. Si $\Delta\text{CFS} > 0$, el potencial de deslizamiento se incrementa y si $\Delta\text{CFS} < 0$ este es inhibido (Scholz 2002).

Los ΔCFS producidos por un sismo dependen del conocimiento de la geometría de ruptura, la suposición de la magnitud, orientación de esfuerzos regionales y del valor de m' . La razón de las amplitudes de esfuerzos regionales con la caída de esfuerzos de los sismos es importante solamente en las cercanías de la falla donde las incertidumbres de ΔCFS son, en cualquier caso dominadas por las certidumbres de la distribución del desplazamiento (Scholz 2002).

Estos cambios de esfuerzos están relacionados probablemente con el comportamiento co-sísmico y post-sísmico de las señales hidrogeoquímicas, dependiendo de la ubicación del sitio de observación (manantial) con respecto a la distribución de los esfuerzos producidos por un sismo.

Si consideramos que los esfuerzos de preparación de los sismos son similares (no necesariamente con la misma orientación) a los cambios co-sísmicos de Coulomb, entonces es posible explicar por que los precursores hidrogeoquímicos registrados en ambientes tectónicos diferentes pueden comportarse de forma similar, dependiendo de la ubicación de los manantiales con la distribuciones de esfuerzos.

Los cambios de esfuerzos inducidos por un terremoto presentan zonas en forma de lóbulos de esfuerzos positivos y negativos (positivo para compresión y negativos para distensión). Un ejemplo de este comportamiento son los cambios de esfuerzos inducidos por el sismo de 1979 de Homestead, en EUA de $M=5.2$ (King and Cocco, 2000, Scholz 2002), donde la mayoría de las replicas ocurrieron en las regiones positivas de ΔCFS y las zonas de quietud sísmica coinciden con las regiones negativas de ΔCFS . (Stein et al., 1994; Stein et al., 1997; Deng and Sykes, 1997; Toda et al., 1998; Mikumo et al., 1998; Mikumo et al., 1999; Mikumo et al., 2000; Mikumo et al., 2002; Santoyo 2005).

Mikumo et. al., (2002) muestran la posible interacción de esfuerzos entre el sismo de subducción y uno de falla normal en Oaxaca, lo que sugiere que este tipo de relación entre eventos con diferentes mecanismos esta ligado con los estados de esfuerzos. Si consideramos que los esfuerzos de preparación de un sismo son similares a los esfuerzos co-sísmicos de Coulomb, se tendrán respuestas sísmicas dependiendo de la zonas preferenciales de incremento en el estado de esfuerzos de preparación de sismos y de la cercanía del manantial con el punto de inicio de la ruptura del sismo.

I.3 Localización del área de estudio

Los manantiales de estudio se encuentran en el Estado de Guerrero en los alrededores del puerto de la ciudad de Acapulco, Guerrero. Cinco grupos de manantiales conocidos como Dos Arroyos, Agua Caliente, Tamarindo, Coacoyul y Río Cortés se localizan en la Costa Chica al NE y Este de la misma ciudad. El grupo de manantiales Paso Real se ubica al NW de dicho puerto en la Costa Grande. Debido a que se requiere visualizar aspectos tales como la localización de la Trinchera de Mesoamérica, las estaciones climatológicas, los epicentros ocurridos, las brechas sísmicas y la geología (polígono punteado) se considera la región de estudio entre los paralelos 16.0° y 17.25° N y los meridianos 99.0° y 101° W (Figura 1.7). En este trabajo se utilizan escalas diferentes y distintas coordenadas para mostrar con mayor detalle la ubicación de los manantiales de los alrededores de la Ciudad de Acapulco (figuras 1.8, 1.9, 1.10).

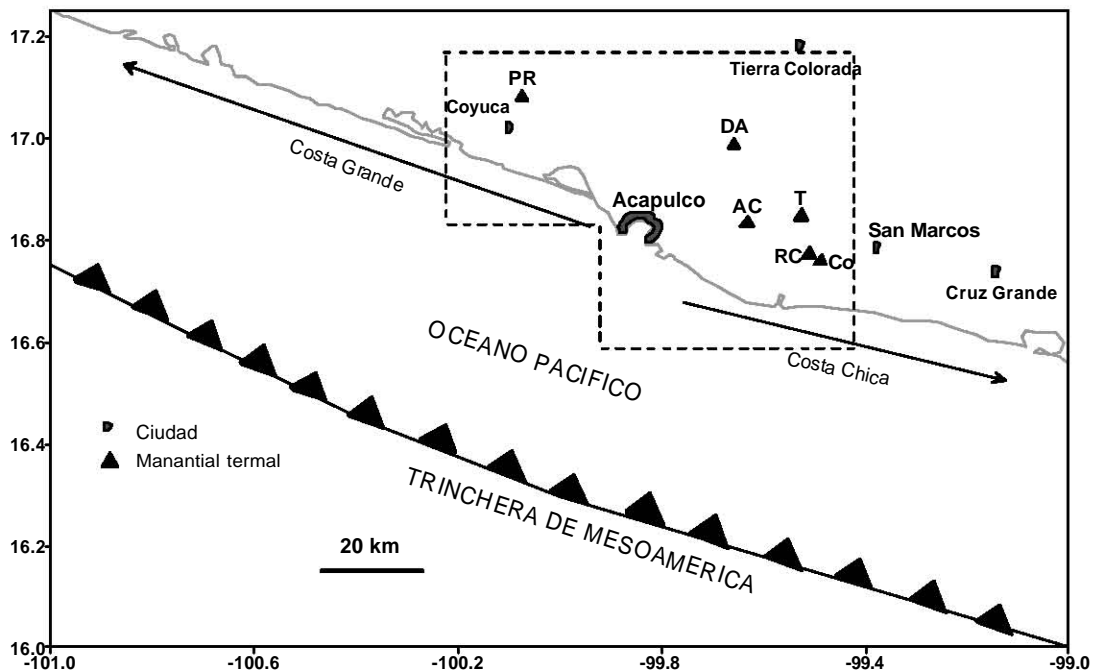


Figura 1.7 Distribución de poblaciones principales y manantiales termales (triángulos). AC Agua Caliente; T, Tamarindo; Co, Coacoyul; RC, Río Cortés; DA, Dos Arroyos y PR, Paso Real. Los primeros 5 se localizan en la Costa Chica, mientras el último en la Costa Grande. El polígono punteado se refiere al contexto geológico presentado en este trabajo.

I.3.1 Manantiales termales en las cercanías de Acapulco, Guerrero

El área de estudio se encuentra en la región hidrológica número 20 de la Comisión Nacional del Agua (CNA), denominada Costa Chica-Río Verde, forma también parte de la vertiente del Pacífico. El río de mayor longitud en la parte oriente de la zona de estudio, es el Río Papagayo proveniente de las partes altas de la Sierra Madre del Sur (Figura 1.8). Geomorfológicamente, presenta topografía abrupta con sierras escarpadas, las partes más bajas presentan lomeríos, dando origen a pequeños valles intermontanos.

La localización de los manantiales se puede separar en dos partes: Costa Chica, al oriente de la Ciudad de Acapulco y Costa Grande, al poniente de la misma ciudad (Figura 1.7).

Los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Aguas Calientes (Borbollón) y Río Cortés fueron descritos por Comisión Federal de Electricidad y reportados por Torres et al., (1993). En el presente trabajo de tesis se reportan dos nuevos manantiales termales: Paso Real y Dos Arroyos.

En la región de la Costa Chica se encuentran los grupos de manantiales Coacoyul, Tamarindo, El Cortés, Agua Caliente relacionados con sistemas de fracturas de dirección NE-SW en rocas graníticas. El Manantial Dos Arroyos se encuentra alejado de la costa 32 km; este manntial descarga sus aguas en rocas metamórficas y también está relacionado con el sistema de fracturas NE-SW (Figura 1.8).

En la región de la Costa Chica el sistema hidrológico está compuesta principalmente por el Río Papagayo, el cual nace de los arroyos cercanos a la Ciudad de Chilpancingo y drena sus aguas con dirección noroeste-suroeste, posteriormente en las inmediaciones de la población de Tierra Colorada se une con el Río Omitlán, donde cambia su curso con dirección norte-sur para desembocar en el Océano Pacífico. Otro cuerpo de agua importante es la Laguna de Tres Palos, que en general son aguas residuales de la Ciudad de Acapulco, desalojadas por el Río La Sabana; otros ríos menores son La Estancia, El Cortés y Chacalapa (Figura 1.8).

Una de las principales características de la Costa Chica es que presenta planicies costeras de extensión reducida, limitada por cuerpos graníticos (Figura 1.8); razón por la cual no hay pozos para el suministro de agua potable y la obtención del agua para abastecer la Cd. Acapulco es por medio de captación y potabilización de agua proveniente del Río Papagayo.

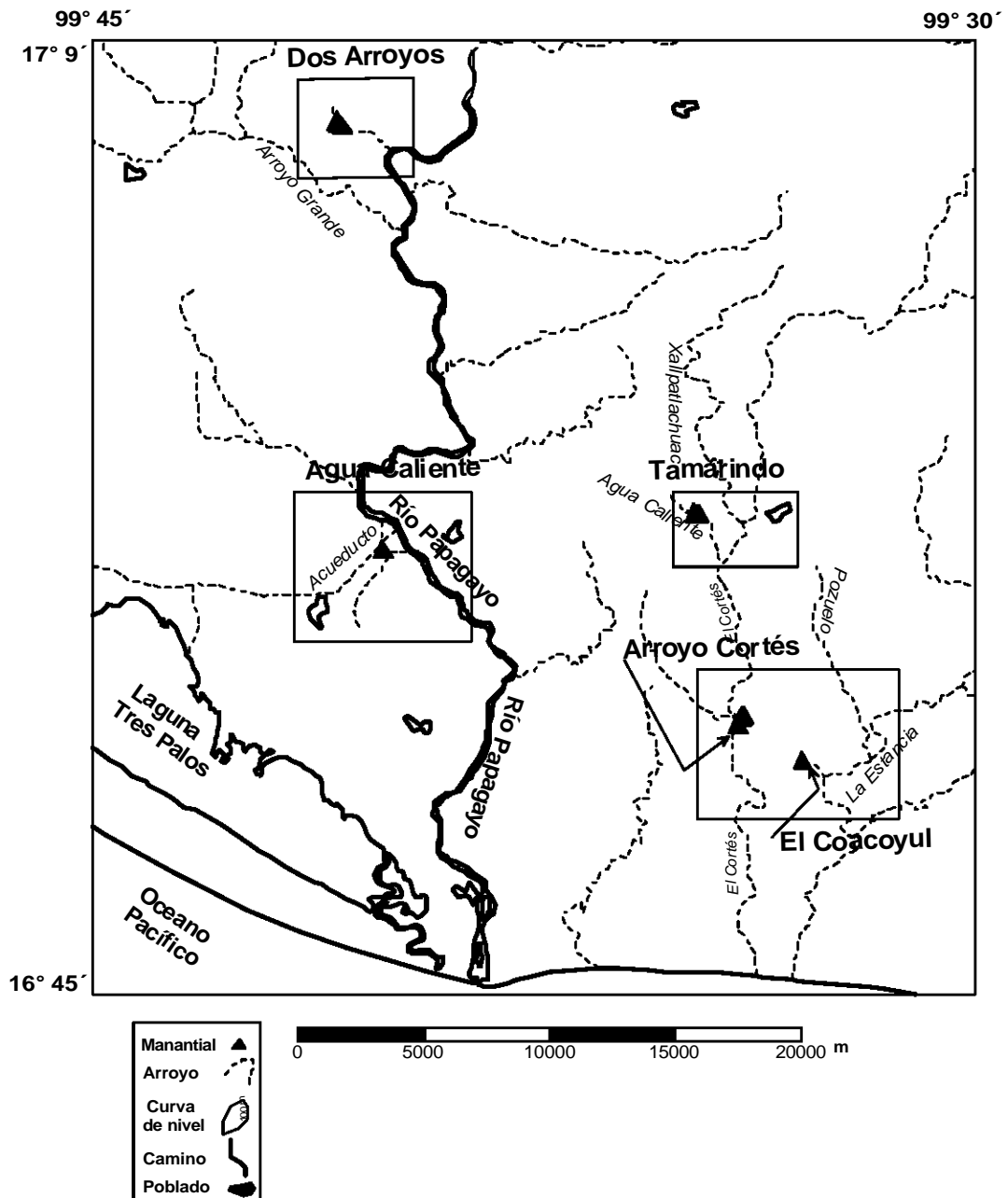


Figura 1.8 Manantiales termales de la Costa Chica.

Grupo de manantiales Coacoyul

De la Población de San Marcos hacia el Puerto de Acapulco, se recorren aproximadamente a 15 km antes de llegar al poblado El Cortés, donde se encuentra una desviación hacia el sur después de 3 km se llega a el poblado el Coacoyul (Figura 1.8a). En este lugar se encuentran cuatro manantiales que descargan sus aguas en rocas graníticas. Las muestras fueron tomadas en el manantial que presenta mayor flujo y temperatura. El caudal es de 4 l/s y la temperatura es de 42 °C (Tabla 1.1). Este grupo de manantiales forman un arroyo de 1 km que descarga sus aguas en el Arroyo la Estancia. La elevación de este manantial es de 60 metros sobre el nivel del mar (msnm), y se encuentran entre los Ríos El Cortés y La Estancia. La distancia de este manantial a la línea de costa es de 10 km mientras que la separación entre el Manantial Coacoyul y Río Cortés es de 3 km (Figura 1.8a).

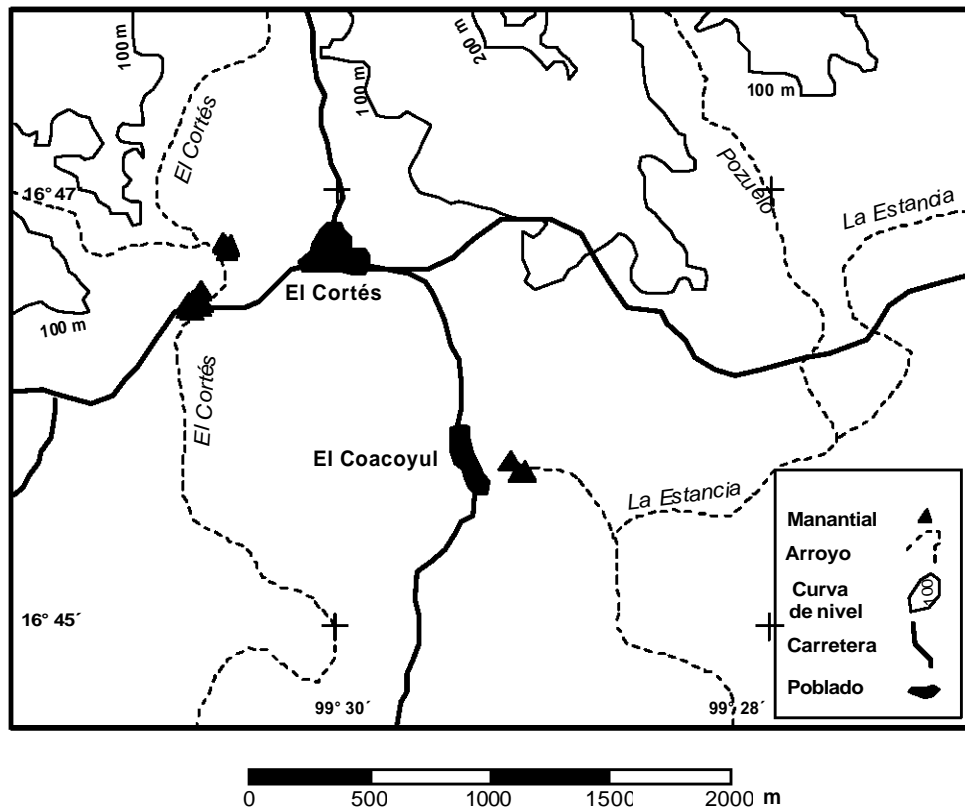


Figura 1.8a Manantiales termales Coacoyul y Río Cortés.

Grupo de manantiales Río Cortés

De la cabecera municipal de San Marcos se recorren 16 km hasta la Población El Cortés, posteriormente a dos km hacia Acapulco sobre la carretera se encuentra un grupo de 19 manantiales sobre el Río Cortés que descargan sus aguas en rocas graníticas a una altitud de 80 msnm. La suma de la descarga de los 19 manantiales fue de 20 l/s; sin embargo, para este cálculo no se consideraron doce manantiales, dado que solamente emergen de pequeñas excavaciones hechas por algunos pobladores. La temperatura máxima medida fue de 37 °C (Figura 1.8a y Tabla 1.1).

Grupo de manantiales El Tamarindo

De la población de San Marcos hacia Acapulco se recorren aproximadamente 16 km. En el poblado de El Cortés se desvía hacia el norte y se recorren 8 km pasando por las poblaciones de Bellavista, Tecomate Nanchal, hasta el poblado de El Tamarindo, posteriormente se recorre 1 km hacia el poniente. En este lugar un grupo de tres manantiales termales descargan sus aguas en rocas graníticas a una altitud de 100 msnm. Este grupos de manantiales se encuentra a 13 km de distancia de la costa y presenta temperatura de 41 °C con un gasto es de 4 l/s (Figura 1.8b).

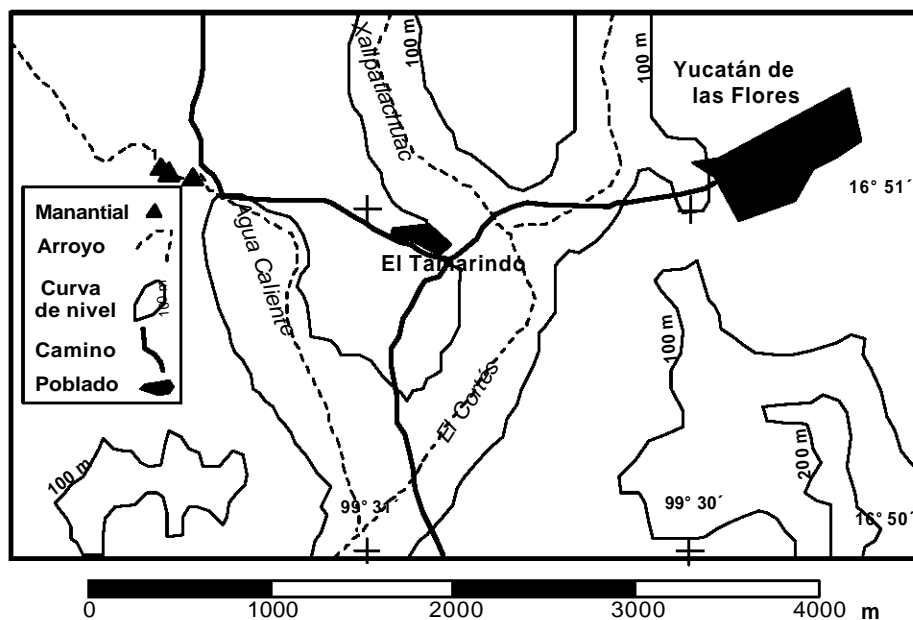


Figura 1.8b Manantiales termales Tamarindo.

Grupo Agua Caliente

Del poblado el Amatillo al Poblado Agua Caliente se recorren 4 km, hacia el NE, en las cercanías del cementerio de la población se encuentra dos manantiales con 38 °C cerca del Río Papagayo. La descarga de este manantial no se aprecia y se localiza a 80 msnm en gneiss del Complejo Xolapa(Figura 1.8c).

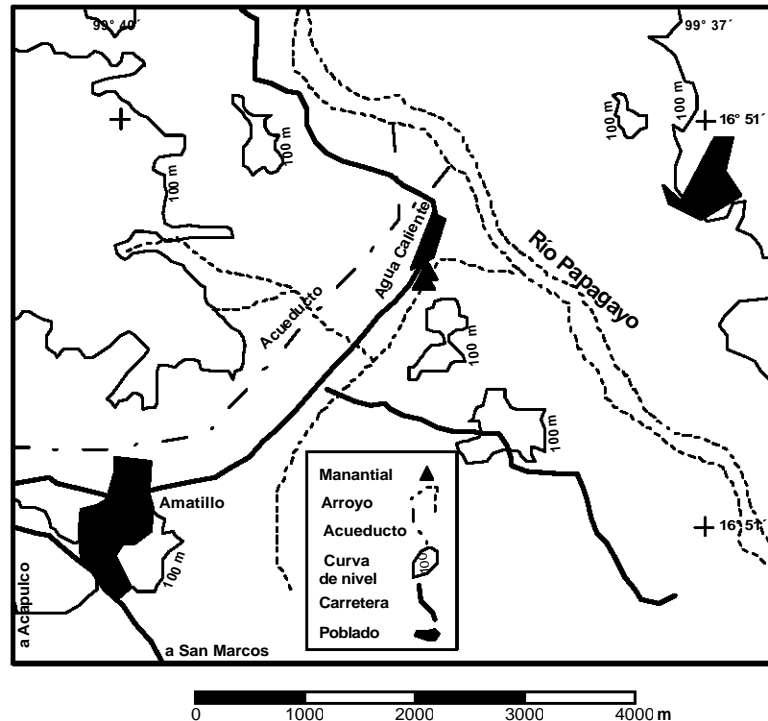


Figura 1.8c Manantiales termales Agua Caliente.

Grupo de manantiales Dos Arroyos

Los manantiales se localizan cerca del poblado Dos Arroyos; se puede tener acceso por la autopista México-Acapulco, 25 km antes de llegar a la Ciudad de Acapulco. El grupo de manantiales Dos Arroyos consta de 14 manantiales termales con temperatura máxima de 41.5 °C. Estos manantiales conforman un afluente de 6 l/s, y descargan sus aguas en el Río Papagayo, su altitud promedio es de 180 msnm sobre gneiss del complejo Xolapa (Tabla 1.1 y Figura 1.8d).

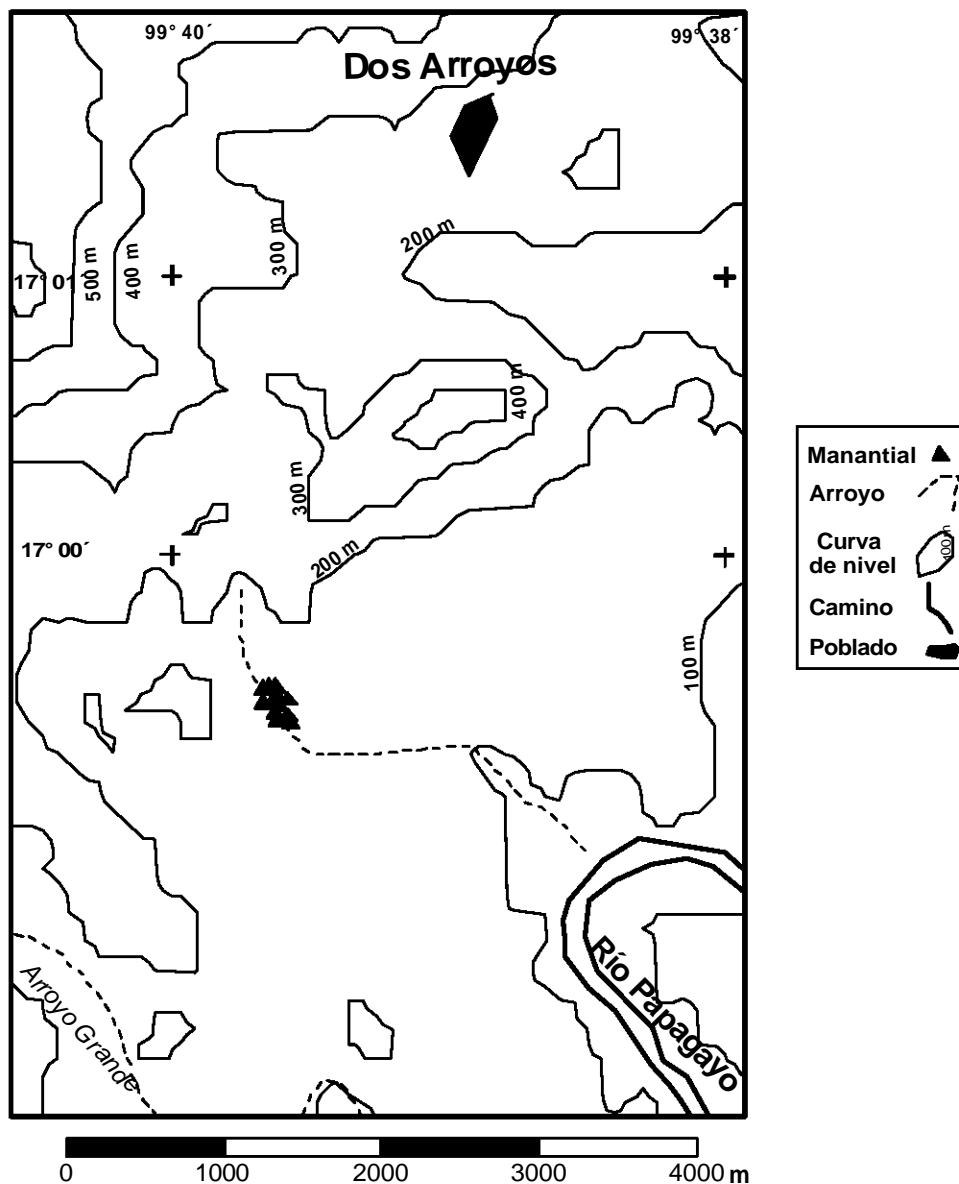


Figura 1.8d Manantiales termales Dos Arroyos.

Tabla 1.1 Descargas de manantiales termales en l/s, *no se aprecia, temperatura en °C.

Nombre	Caudal	Temperatura
Tamarindo	4	41.0
Coacoyul	4	42.0
R. Cortés	20	37.0
Paso Real	3	38.1
Dos Arroyos	6	41.5
A. Caliente	*	38.0

Grupo de manantiales Paso Real

El grupo de manantiales denominado Paso Real, se encuentra en la Costa Grande en el Municipio de Coyuca de Benítez (Figura 1.9). El Río Coyuca es el principal afluente, que colecta las aguas superficiales de la región e inclusive de este grupo de manantiales.

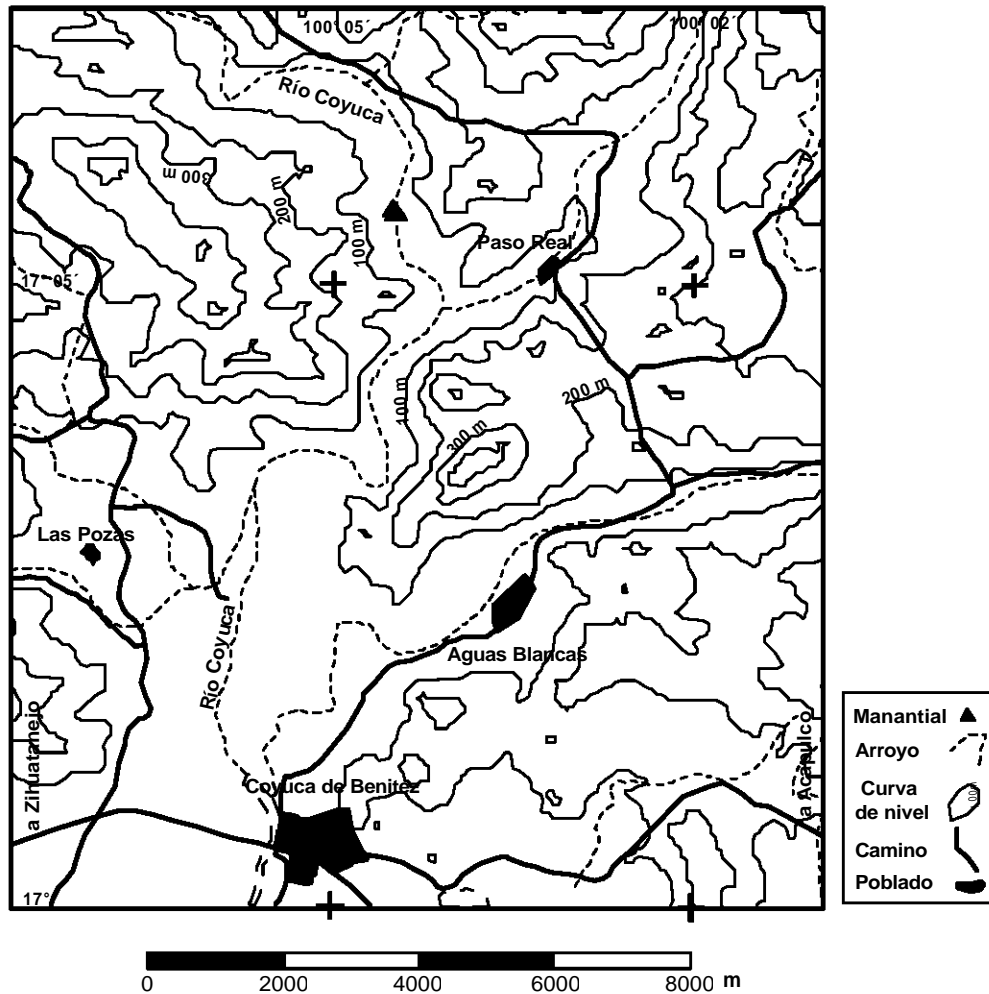


Figura 1.9 Manantiales termales Paso Real (Costa Grande).

El acceso a este manantial es por la carretera federal Acapulco-Cd Lázaro Cárdenas, a 32 km al poniente de Acapulco, donde se encuentra la población de Coyuca de Benítez, posteriormente a 9 km al NE se encuentra la Población Paso Real, posteriormente se recorren 2 km por una brecha hacia el NW hasta llegar al manantial. La altitud de estos manantiales es de 80 msnm y descargan un caudal

3 l/s de aguas termales de 38.1 °C sobre granitoides del complejo Xolapa (Figura 1.9).

I.3.2 Precipitación y temperatura

En las cercanías de la Cd de Acapulco hay doce estaciones climatológicas situadas en los alrededores de los manantiales termales; en la Figura 1.10 se muestran los manantiales y las estaciones climatológicas: 1, Carrera Larga; 2 Chacalapa; 3, San Marcos; 4 Tepetixtla; 5, Acapulco; 6, Km 21; 7, Tuncingo; 8, La Sabana; 9, Laguna de Coyuca de Benítez; 10, Laguna de Tres Palos; 11, Tecomate; 12, Las Vigas.

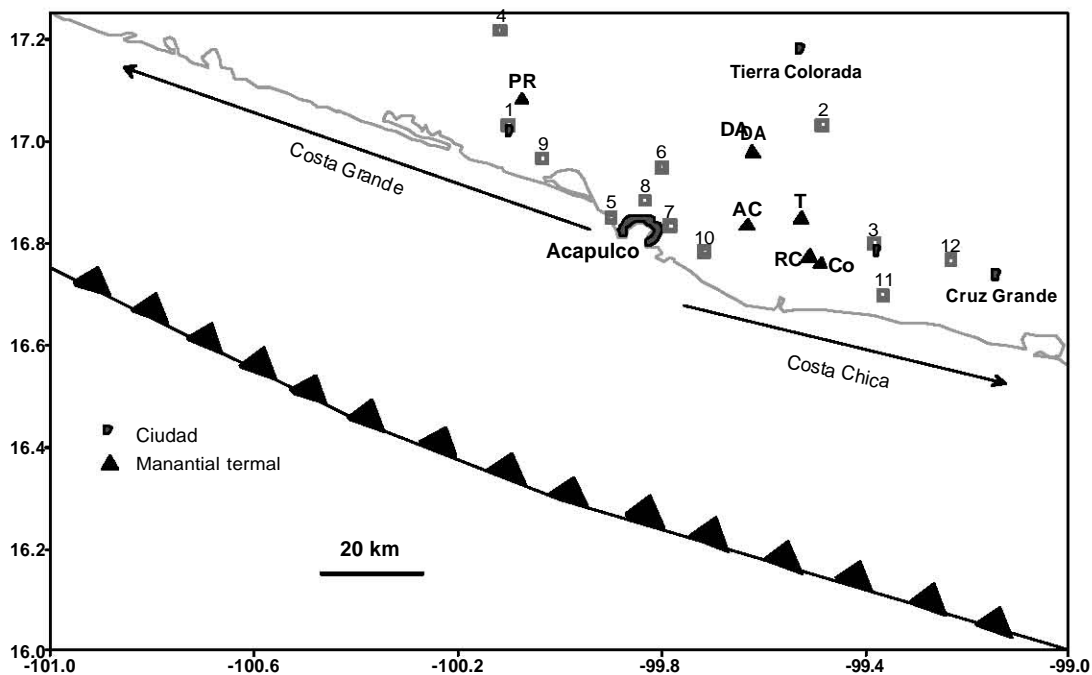


Figura 1.10 Ubicación de estaciones climatológicas. Las estaciones son: 1, Carrera Larga; 2, Chacalapa; 3, San Marcos; 4, Tepetixtla; 5, Acapulco; 6, kilómetro veintiuno; 7, Tuncingo; 8, La Sabana; 9, Laguna de Coyuca de Benítez; 10, Laguna de Tres Palos; 11, Tecomate; 12, Las Vigas. Los manantiales: PR, Paso Real; AC, Agua Caliente; T, Tamarindo; RC, Río Cortés; y Co, Coacoyul.

El clima de Guerrero es cálido- subhúmedo con lluvias en los meses de julio a octubre, generadas por las masas marítimas tropicales y los ciclones que se forman en el Océano Pacífico. Durante los meses de lluvia se genera el 95% de la

lluvia anual. La precipitación promedio anual (1990-2004) en el área es de ~1,100 a 1,500 mm, mientras que la temperatura promedio anual se encuentra en el rango de 22.3-25.2 °C (<http://smn.cna.gob.mx/boletín>, figuras 1.11, 1.12 y 1.13).

En la Figura 1.11 se muestra el comportamiento promedio de la precipitación y temperatura entre los años 1990-2004, en la estación climatológica Tecomate que es la más cercana a los manantiales Coacoyul y Tamarindo, la temperatura promedio es de 25.2 °C; por lo que la diferencia con la temperatura ambiente con los manantiales termales es ~ es de 15 °C. La precipitación total anual es de 1,239 mm de lluvia.

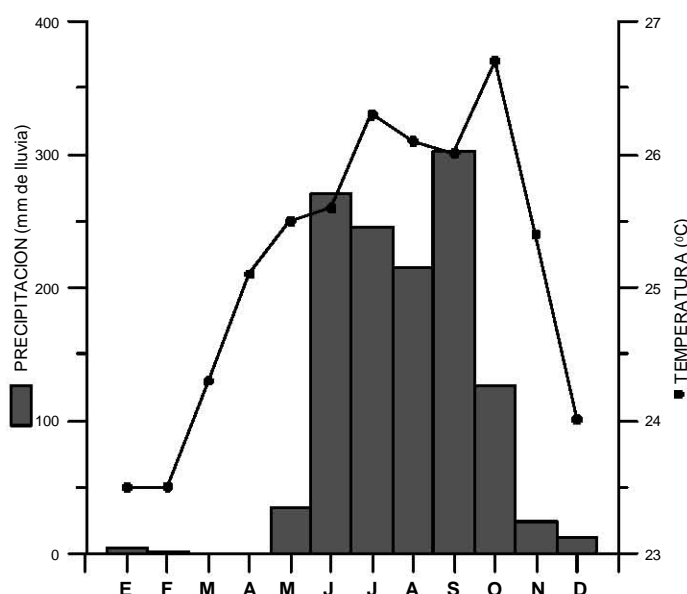


Figura 1.11 Comportamiento promedio (14 años) de precipitación y temperatura de la estación climatológica Tecomate

En la Figura 1.12 se presenta el promedio de la precipitación y temperatura de la estación climatológica Chacalapa, que es la más cercana al Manantial Dos Arroyos. El promedio de la temperatura es de 22.3 °C mientras que la precipitación total anual es de 1, 475 mm. La diferencia entre la temperatura del manantial y la media anual registrada en la estación Chacalapa es de 18.2 °C.

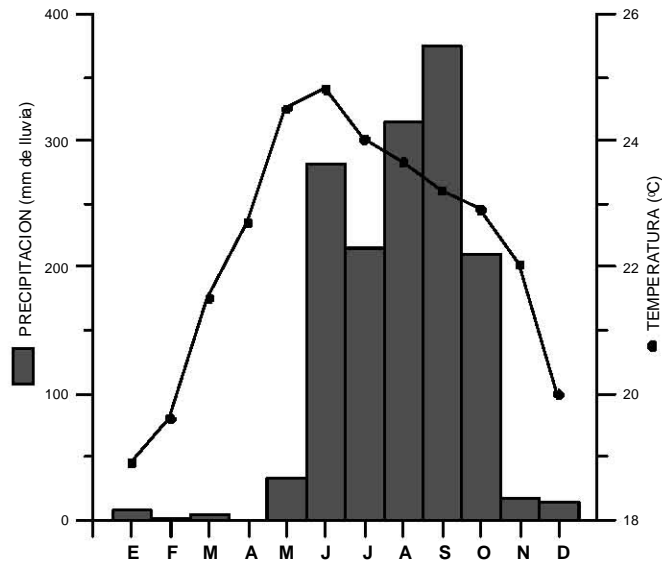


Figura 1.12 Comportamiento promedio (14 años) de precipitación y temperatura de la estación climatológica Chacalapa.

En la Figura 1.13 se muestra el promedio del comportamiento promedio de la temperatura ambiente y la precipitación media anual registrada en la estación climatológica Carrera Larga (1990-2004), que es la más cercana al Manantial Paso Real. El promedio de la temperatura es de 23.3 °C mientras que la precipitación total anual es de 1,089 mm de lluvia. Las diferencia de temperatura entre el manantial termal y la temperatura promedio anual es de 16.2 °C.

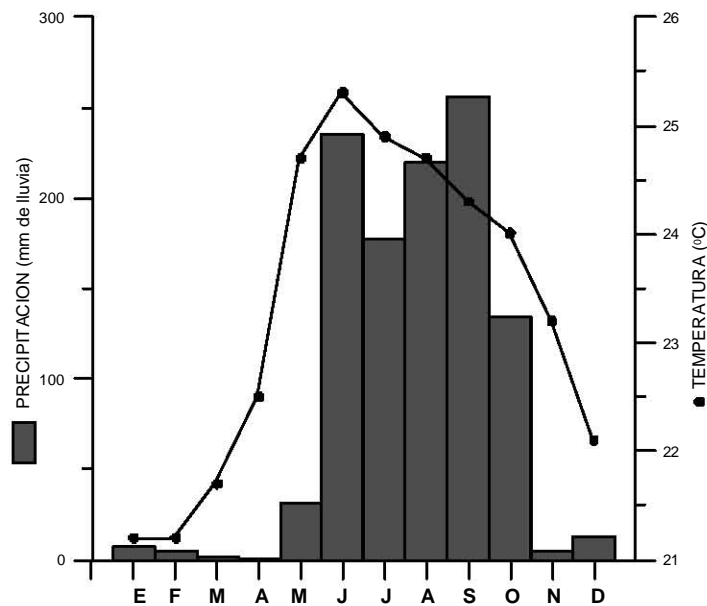


Figura 1.13 Comportamiento promedio (14 años) de precipitación y temperatura de la estación climatológica Carrera Larga.

I.3.3 Manantiales termales en la costa del Pacífico (99-105.5° LW)

Los manantiales termales a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano, se distribuye en estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco, en una franja de ~30 km paralela a la costa y a la zona epicentral de los sismos. Antes de conocer el origen de los manantiales termales con base al modelado numérico y analizar su sensibilidad química relacionada con la ocurrencia de sismos cercanos a la Ciudad de Acapulco, Guerrero; se muestran las características de los manantiales termales localizados a lo largo de la costa del Pacífico de México entre las longitudes 99-105.5° (Figura 1.14).

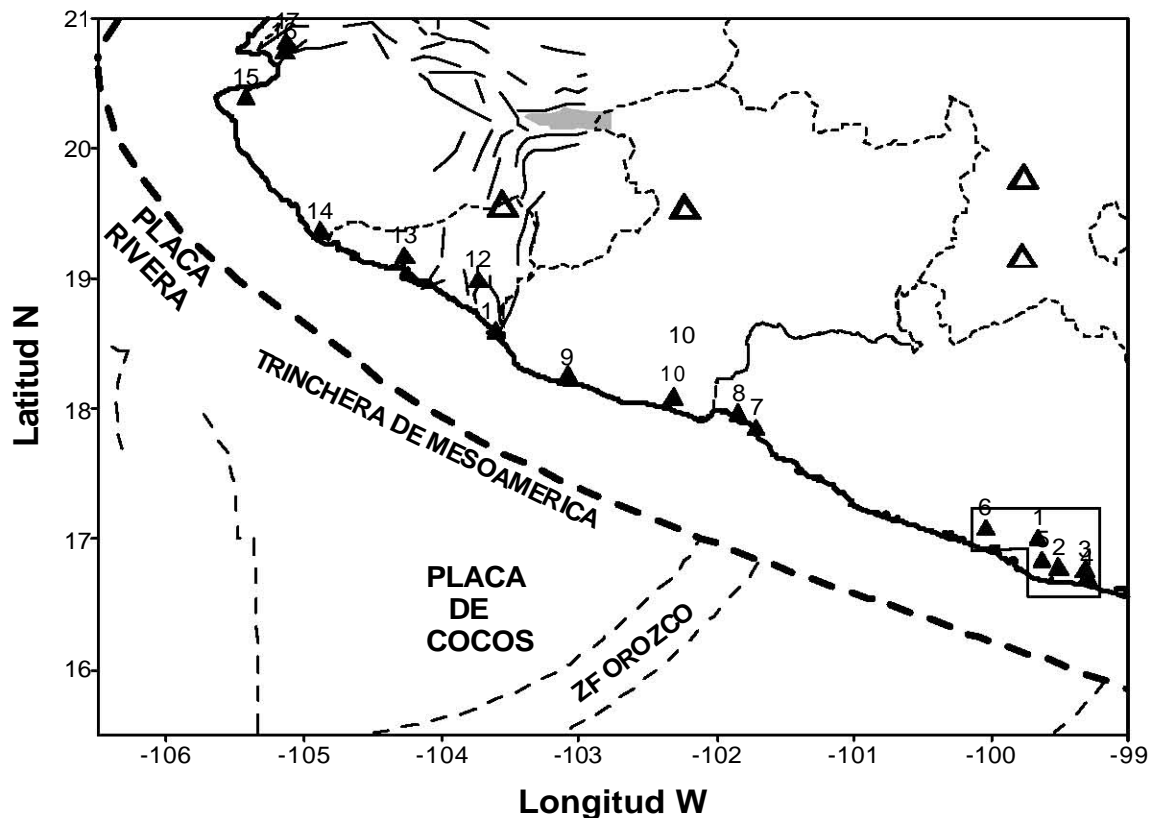


Figura 1.14 Manantiales termales de la costa del Pacífico de México. Los triángulos sin relleno representan volcanes activos, los triángulos menores rellenos manantiales termales. Los manantiales 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7; 8; 9; y 10 fueron muestreados y analizados en este trabajo. El polígono muestra la geología recopilada en este trabajo.

II MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO

II.1 Geología regional

Los estudios de la cinemática de las placas tectónicas en el sur de México han contribuido al conocimiento de la evolución geológica de la región (Molnar and Sykes, 1969; Dean and Drake, 1978; Bevis and Isacks 1984; Pindell et al., 1988; Pindell and Barret, 1990).

La evolución geológica además de estar relacionada con los elementos paleotectónicos y geodinámicos, presenta heterogeneidad de la corteza continental en la parte sur de México (Figura 2.1); con diferencias de litológicas de metamorfismo y edades radiométricas (Ortega-Gutiérrez 1981; Campa and Coney, 1983; Sedlock et al., 1993).

El área de estudio se localiza en el Terreno Xolapa (Figura 2.1); que fue deformado entre el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano (Herrmann et al., 1994; Sedlock et al., 1993). (Figura 2.1).

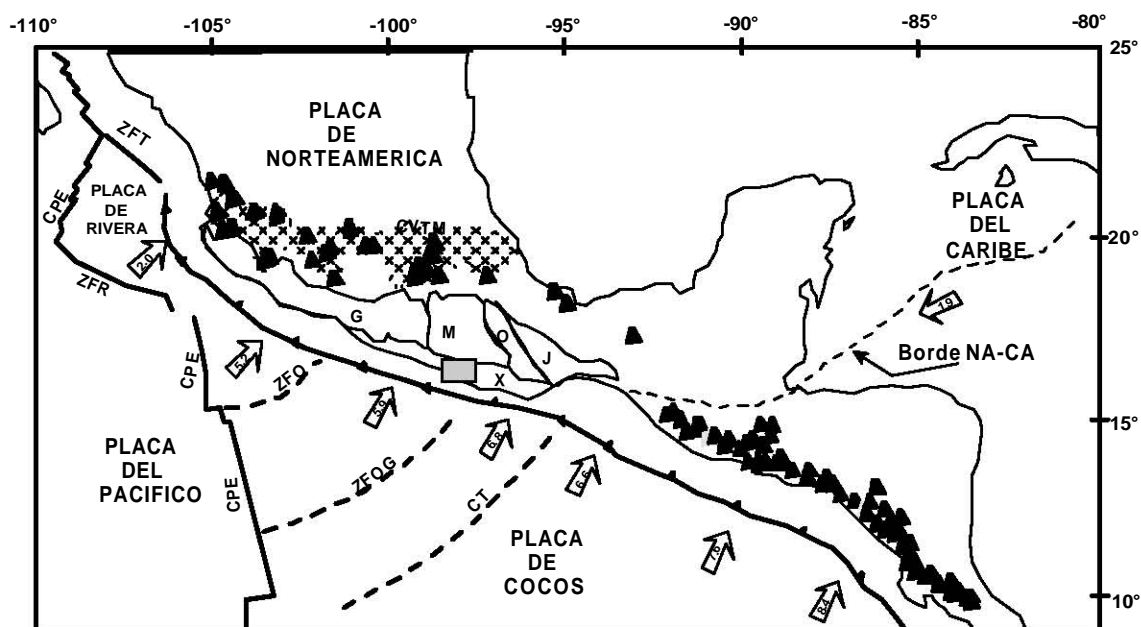


Figura 2.1 Conjunto tectónico del sur de México y Centro América. Las placas de Rivera y de Cocos subducen en el sur de México y Centro América a la Placa de Norteamérica; Las relaciones de convergencia relativa (cm/año) (DeMets et al 1994), entre las placas se indican por medio de flechas. Se muestra la ubicación del área de estudio (rectángulo gris), la distribución de los Terrenos tectonoestratigráficos (X) terreno Xolapa, (J) Juárez, (O) Oaxaca, (M) Mixteco y (G) Guerrero (modificada de Pardo and Suárez, 1995; Campa and Coney 1983).

La forma y orientación del terreno Xolapa es cuasi-perpendicular con respecto a la posición de N-S de los terrenos que lo limitan (Figura 2.1). La distribución de rocas plutónicas del Cenozoico en el complejo Xolapa han sido relacionadas con el levantamiento de este cinturón plutónico con respecto a zonas internas del continente (Moran-Zenteno et al., 1996).

El Terreno Xolapa es el de mayor extensión de los terrenos aloctonos en el sur de México; comprende un área aproximada de 70 km de ancho y se extiende 600 km a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano, sin presentar cobertura sedimentaria proveniente del continente, en contraste con los terrenos estratotectónicos que lo limitan (Figura 2.1).

II.1.1 Litología y edades del Terreno Xolapa

El complejo Xolapa fue definido formalmente por Cserna (1965) considerándolo un complejo de gneis y de esquisto de biotita, mármol cipolino, cuarcita y cuerpos de pegmáticos plegados. También mencionó la presencia de migmatitas anfibolita y ortogneis.

Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1997) describen en la localidad tipo del Complejo Xolapa: 1) Una roca granítica deformada con facies pegmatíticas (cuarzo, feldespato, biotita, moscovita y granate). 2) Cinco unidades metamórficas representadas por anfibolitas (anfibolita, esquisto y gneis de hornblenda), esquisto pelítico (porfidoblastos de estauroлита y almandino); esquistos de biotita (cuarzo, feldespato y biotita cloritizada), gneis (plagioclasa, biotita y cuarzo) y metagranito. 3) Diques máficos y félsicos que intrusiona al Complejo Xolapa.

El Complejo Xolapa representa el 50 % de rocas metamórficas de alto grado a ortogneis parageneses y migmatitas (Ortega-Gutierrez 1981), estas rocas son intrusionadas por plutones granodioríticos y tonalíticos, sin deformar (Figura 2.2), paralelos a la costa del Pacífico de México (Herrmann et al., 1994; Meschede et al., 1996; Moran-Zenteno et al., 1999).

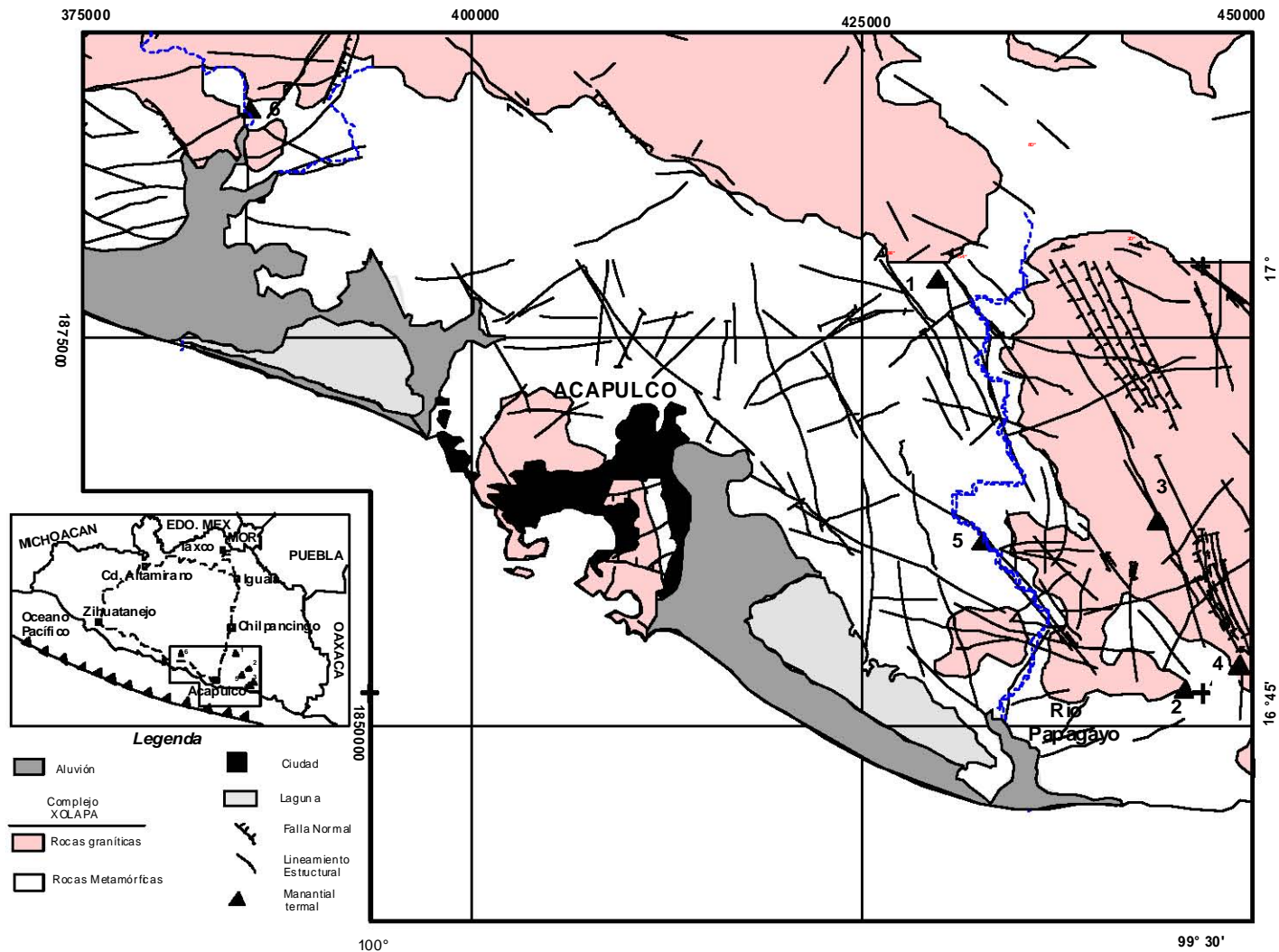


Figura 2.2 Mapa Geológico y localización de manantiales termales en los alrededores de Acapulco, Guerrero 1) Dos Arroyos; 2) Río Cortés; 3) Tamarindo; 4) Coacoyul; 5) Agua Caliente; 6) Paso Real (Consejo de Recursos Minerales; 1998, 1999; 2000; e Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática 1985).

Las edades de los protolitos del gneiss y de las migmatitas han sido datadas en 1.0-1.3 Ga (Herrmann et al., 1994), mientras el metamorfismo pudo haber ocurrido entre el Cretácico Temprano y el Eoceno (Herrmann et al., 1994, Meschade et al., 1996; Moran-Zenteno et al., 1996, 1999).

El Complejo Xolapa está constituido además por cuerpos plutónicos del Cretácico Tardío y del Terciario, estos batolitos son principalmente granodioríticos, tonalíticos y en menor proporción graníticos (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999).

La edad de cristalización de los plutones a lo largo de la margen varía desde el Cretácico Medio (~100 Ma) en la región de Puerto Vallarta hasta 27 Ma en la región de Huatulco. Estas diferencias han sido interpretadas como una migración del magmatismo que ocurrió de Puerto Vallarta a Zihuatanejo (100-40 Ma) y otra de Acapulco-Huatulco (34-29 Ma). El intrusivo de Acapulco constituye una anomalía ya que Ducea et al., (2004) reporta una edad U-Pb en la Bahía de Acapulco de 54.9 ± 2.0 Ma, para una muestra de sienita sin deformar. Otros autores reportan edades de enfriamiento de 43 y 50 Ma (Schaaf et al., 1995). Dentro de los cuerpos de ortogneiss del Complejo Xolapa se han reportado diferentes edades basadas en geocronología de Zircones U-Pb (Guerrero-Garcia, 1975; Robinson et al., 1989; Herrmann et al., 1994) y en edades de Rb-Sr (Guerrero-Garcia, 1975; Moran-Zenteno 1992), que indican que estos cuerpos fueron emplazados y deformados entre el Jurásico Tardío y el Paleoceno (Ducea et al., 2004).

Los manantiales Tamarindo, Coacoyul, Paso Real y El Cortés, descargan sus aguas en intrusivos graníticos, mientras el Manantial Dos Arroyos y Agua Caliente descargan sus aguas en rocas metamórficas de gneis (Figura 2.2).

II.2 Subducción

En los últimos años se han realizado estudios trascendentales para el entendimiento de los procesos geodinámicos que afectan la República Mexicana, específicamente entre las placas de Rivera y de Cocos con la de Norteamérica. (Molnar and Sykes, 1969; Stoiber and Carr, 1973; Dean and Drake, 1978; Nixon,

1982; Bevis and Isacks 1984; Burbach et al., 1984), de aquí que la subducción es un proceso de gran relevancia en México

La velocidad relativa de la Placa de Cocos con respecto a la de Norteamérica varía a lo largo de la trinchera (DeMets and Stein, 1990). La Placa de Cocos tiene velocidades que varían de 5.2 a 8.4 cm/año (Figura 2.1). Frente a las costas de Guerrero en el área de estudio la velocidad de subducción es de 5.9 cm/año, esta velocidad se incrementa hacia América Central (DeMets et al 1994).

Suárez et al., (1990) estudiaron la Costa Oeste del Estado de Guerrero por medio de una red sísmica permanente y encontraron que la distribución de epicentros captados por dicha red tiene disposición inusual a lo largo de dos bandas de actividad. La banda sísmica de la costa tiene ~35 km de ancho y muestra hipocentros con profundidades de 10 a 25 km. La segunda banda de actividad tiene profundidades entre 32 y 42 km (Suárez et al., 1990).

Los datos muestran que la subducción de la Placa de Cocos debajo de La Placa de Norteamérica forma un ángulo bajo el cual crece progresivamente a ~12°. La profundidad máxima de la zona de acoplamiento sísmico es 25 km debajo de esta profundidad el eslabón subducido se curva de manera aguda con trayectoria casi horizontal debajo de México hasta por lo menos 150 km.

En otro estudio Singh and Mortera (1991) presentan la morfología de la zona de Benioff y muestran la configuración de la parte superior de la subducción de la Placa de Cocos.

Por medio de mecanismos focales de sismos pequeños en la parte central de México, Singh and Pardo (1993) confirmaron que la subducción de la Placa de Cocos se vuelve subhorizontal entre los 110 y 275 km. Una implicación de esta disminución en el ángulo de subducción es la inexistencia de la cuña del manto en la región de la placa subhorizontal (Valdés et al., 1986, Urrutia Fucugauchi and Flores Ruiz 1996).

El comportamiento subhorizontal ha sido corroborado por Kostoglodov et al., 1996 quien realizó transectos gravimétricos, en la parte central en el estado de Guerrero, basado en inversión tomográfica de Domínguez (1994). Estos trabajos

muestran que la tendencia de la anomalía regional puede explicarse por el contraste de la densidad entre el eslabón y la corteza continental.

La densidad del manto superior fue fijada en 3.3 g/cm^3 y la distribución de la densidad de la Placa de Cocos de $2.7, 2.9, 3.3 \text{ g/cm}^3$ (Figura 2.3). A lo largo de los segmentos de subducción existe inversión de la densidad vertical a una distancia de 110-180 km del eje de la trinchera (Kostoglodov et al., 1996).

La geometría de la placa de subducción es deducida por datos gravimétricos y de sismicidad, y presenta un cambio abrupto del ángulo de inclinación (Figura 2.3), de un ángulo bajo de falla inversa ($< 10^\circ$) hasta cerca de 30° . A la profundidad de 35-40 km y a 110-120 km tierra adentro la distribución de la sismicidad y el modelo de gravedad corresponde a la forma subhorizontal de la placa subducida (Kostoglodov et al., 1996).

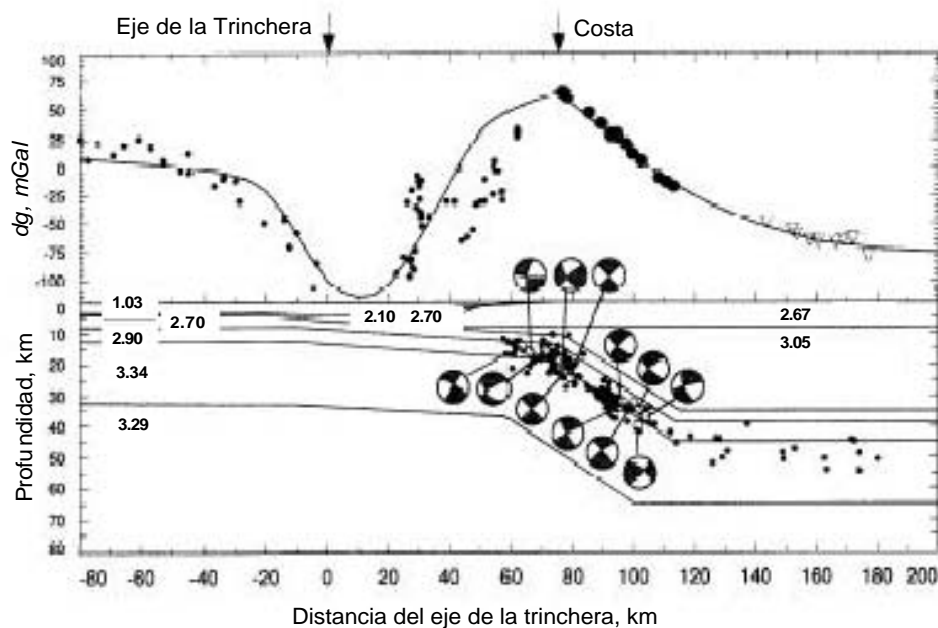


Figura 2.3 Anomalía de gravedad en la parte central de Guerrero. Parte Superior. Los puntos pequeños son datos de anomalías de Aire libre y los puntos grandes las anomalías de Bouguer. La línea sólida es la anomalía de la gravedad calculada del modelo de densidad (abajo). Parte inferior. Sismicidad y modelo de gravedad en el Gap de Guerrero; las unidades de densidad en g/cm^3 . Los puntos sólidos son hipocentros obtenidos con la red sísmica y relocalizados. Los mecanismos focales indican el movimiento de falla inversa (Kostoglodov et al., 1996).

El mejor modelo de ajuste es el del acoplamiento cinemático con la placa frente a la parte central de las costas del Estado de Guerrero, fue realizado con mediciones de GPS por Kostoglodov., et al (2003) resaltando que la interfase de la placa está parcialmente acoplada en tres segmentos (Figura 2.4) con diferentes inclinaciones $<15^\circ$, 35° y subhorizontal, éste modelo fue adoptado del trabajo de Kostoglodov et al., (1996).

La característica más importante de la zona de subducción de México es la interfase subhorizontal somera en la parte central del estado de Guerrero (Figura 2.5), esta particularidad crea una delgada litósfera continental (35-40 km), así como la presencia de sismicidad somera en la zona de los gaps de Guerrero y Acapulco (Kostoglodov et al., 1996; Kostoglodov et al., 2003 y Manea et al., 2004).

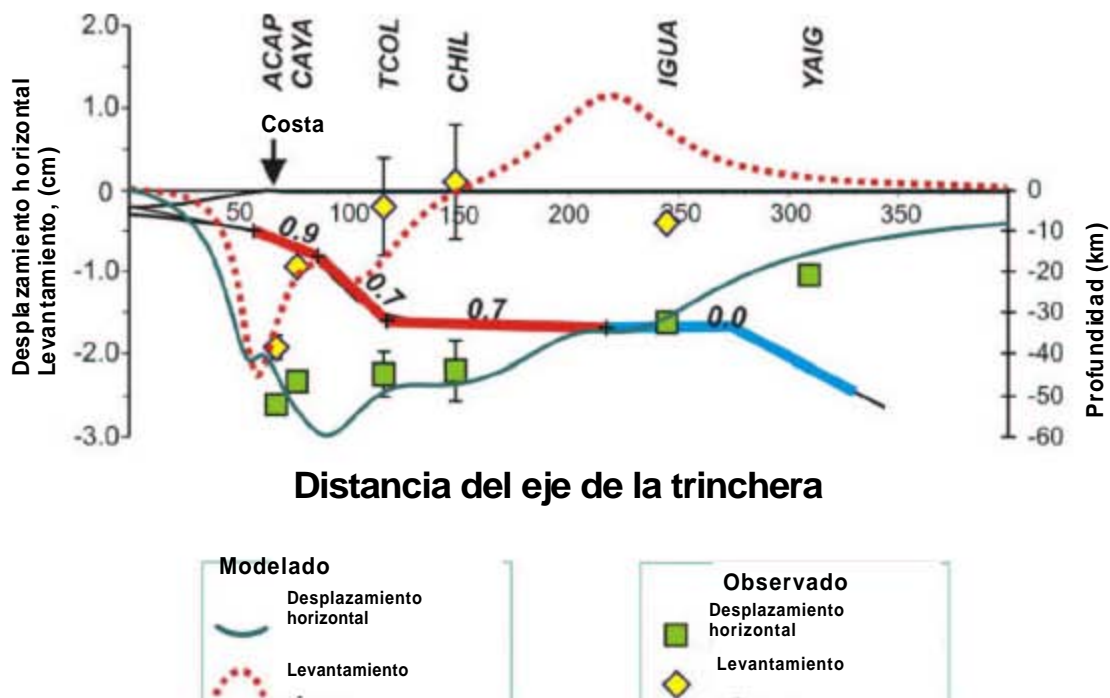


Figura 2.4 Modelo de dislocación para el estado intersísmico del estado de deformación observada en estaciones de GPS (ACAP, CAYA, TCOL, CHIL, IGUA, YAIG). La interfase es parcialmente acoplada en tres segmentos (Kostoglodov et al., 2003 y Manea et al., 2004)

En la Figura 2.5 se muestra una sección transversal del comportamiento de las interfase entre la Placa de Cocos y de Norteamérica (Kostoglodov et al., 2003

y Manea et al., 2004). Según el comportamiento de la interfase (Kostoglodov et al., 2003 y Manea et al., 2004), los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos y Paso Real de la Costa del Estado de Guerrero, se encuentran a una distancia vertical ~ 10 km (Figura 2.5); lo que hace interesante la observación hidro-sísmica en estos manantiales en relación actividad sísmica en las brechas sísmicas de Guerrero y Acapulco.

En la Figura 2.5 se evidencia dos agrupamientos de eventos sísmicos debajo de la costa con $M \leq 4$, que parecen estar relacionados con los dos primeros cambios de inclinación, localizados en la región de entre ~ 80 km y ~ 115 km de la trinchera hacia el continente, donde tienen lugar grandes variaciones de presión > 100 MPa. (Kostoglodov et al., 2003 y Manea et al., 2004). Dentro del primer intervalo de distancia se encuentran localizados los manantiales de la parte central de la Costa de Guerrero (Figura 2.5).

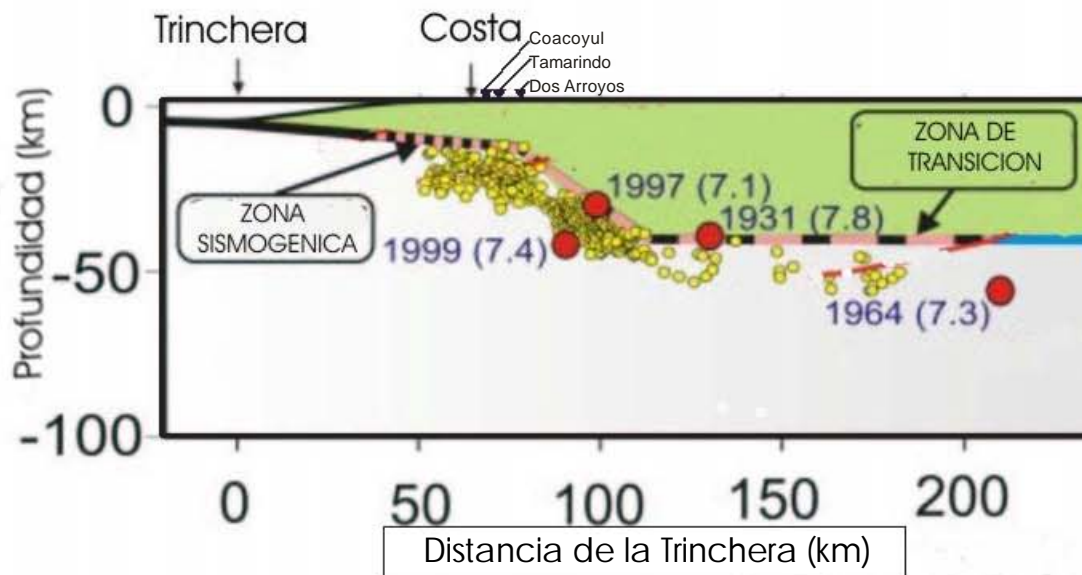


Figura 2.5 Sección transversal de hipocentros en la parte central de la costa del Estado de Guerrero. La distancia de la interfase de placas los manantiales (triángulos) en superficie es de ~ 10 km. Los círculos pequeños representan la actividad de fondo con magnitudes de $M \leq 4$, los círculos grandes representan magnitudes de $M \geq 5.9$. (Kostoglodov et al., 2003 y Manea et al., 2004).

II.2.1 Brechas sísmicas en el Estado de Guerrero

Los grandes temblores en las zonas de subducción son causados por la acumulación de la deformación elástica y esfuerzo debido al movimiento de la interacción entre las placas. La sismicidad está relacionada con parámetros tectónicos tales como la velocidad absoluta de la placa de Cocos (Uyeda and Kanamori 1979), la razón de convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica, la edad de la placa oceánica (Molnar and Atwater 1978, Vlaar and Wortel 1976), el ángulo de la zona de Benioff y la longitud del eslabón .

La Costa oeste de Guerrero en el sur de México ha sido identificada como un gap o brecha sísmica, debido a que en esa zona no han ocurrido grandes terremotos desde 1911 ($M_W = 7.9$). (Figura 2.6).

La Brecha de Guerrero se localiza al noreste de Acapulco y se conoce como la de más alta potencialidad de ruptura, debido a que el tiempo de recurrencia para grandes eventos en la zona fue rebasado (Nishenko and Singh, 1987).

Esto ha sugerido que la energía sísmica acumulada desde 1911 podría eventualmente provocar un gran terremoto (Kelleher et al., 1973; Nishenko and Singh, 1987; y Suárez et al., 1990); especulándose con las posibilidades de ruptura de esta Brecha sísmica. Nishenko and Singh (1987) proponen tiempos de recurrencia para el gap de Guerrero de 60-70 años, por lo que la ocurrencia de un sismo $M \sim 8.0$ se ha retrasado ~ 25 años.

En caso de que se rompa en un solo evento se puede generar un temblor de magnitud entre 7.9 y 8.1 (Astiz et al., 1987). Otra posibilidad es que se genere una serie de eventos de gran magnitud en la costa Grande de Guerrero en un intervalo de tiempo corto como ocurrió con la secuencia de eventos en la zona en 1899 ($M_s = 7.7$), 1908 ($M_s = 7.8$), 1909 ($M_s = 7.5$) y en 1911 ($M_s = 7.8$) los cuales rompieron aparentemente toda la brecha (Nishenko y Singh 1987).

Otra área contigua con alto potencial de ruptura es la Brecha sísmica de Acapulco (Figura 2.6) donde un sismo de $M = 7.6$ ocurrido el 28 de julio de 1957 fue el último evento de magnitud considerable ocurrido en esta área (Anderson et al., 1994). Otros tres sismos ocurrieron dos en 1962 y uno en 1989 sin que la energía

liberada sea suficiente (Figura 2.6) para llenar la brecha sísmica de Acapulco (Anderson et al., 1994).

El período de retorno para sismos de esta región es de ~30 años, por lo que el tiempo de recurrencia fue rebasado en casi 18 años (Singh et al., 1982). En este contexto las dos brechas sísmicas podrían tener una longitud aproximada de 230 km por lo que si se rompiera en un solo sismo alcanzaría una magnitud de $M_w \sim 8.2-8.4$ (Singh and Mortera, 1991; Anderson et al., 1994).

Es de hacer notar que hasta el momento no se han encontrado manantiales termales dentro de la brecha de Guerrero; el Manantial Paso Real es el más cercano al dicho gap (Figura 2.6).

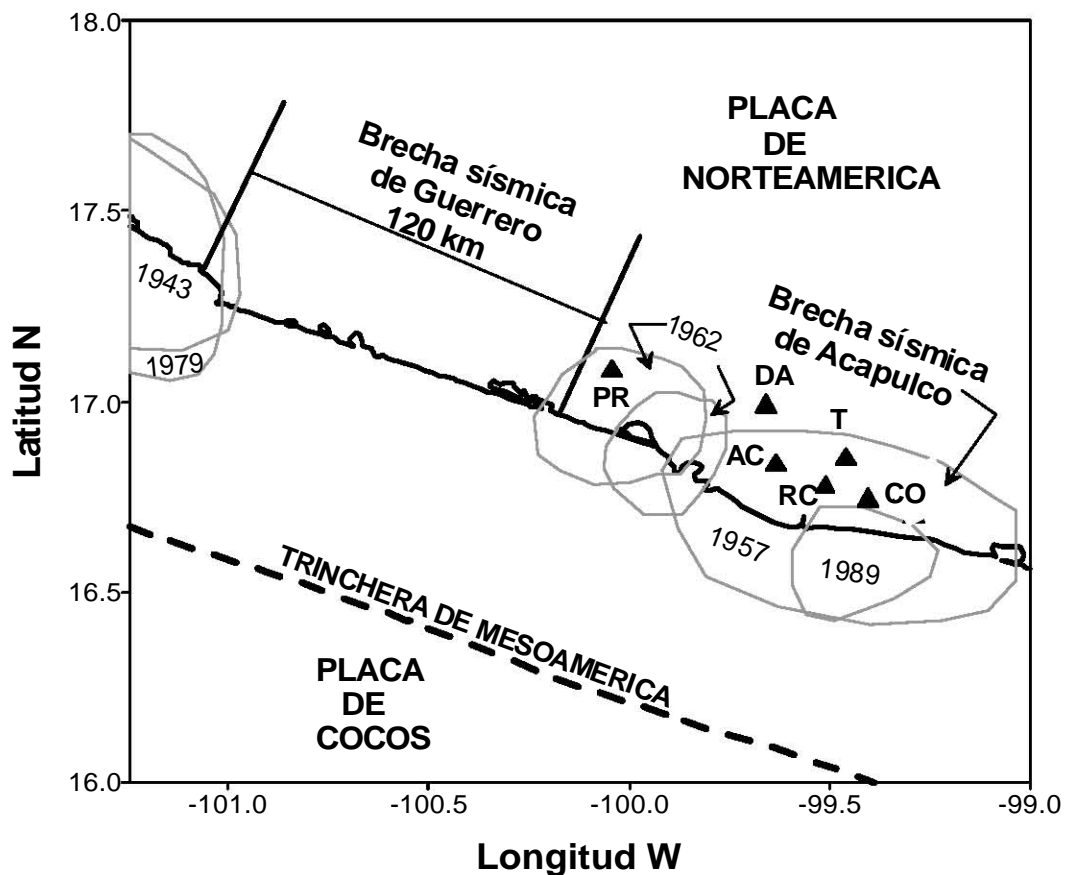


Figura 2.6 Brecha de Guerrero y áreas de ruptura adyacentes (línea punteada). Ubicación de manantiales termales (triángulos) AC Agua Caliente; T, Tamarindo; Co, Coacoyul; RC, Río Cortés; DA, Dos Arroyos y PR, Paso Real (Modificada de Kostoglodov y Pacheco 1999).

Dentro del Gap de Acapulco se encuentran los manantiales Coacoyul, Arroyo Cortés, Tamarindo y Agua Caliente. El Manantial Dos Arroyos se encuentra al norte del Gap de Acapulco (Figura 2.6).

II.2.2 Sismicidad en las cercanías de Acapulco Guerrero

En la Figura 2.7 se muestra la ubicación de sismos recientes tomados del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN), (<http://ssn.unam.mx>; Pacheco et al., 2002) en un área de 150 km por 80 km (Figura 2.7); la magnitud de estos sismos son menores de $M < 6$ con profundidades < 25 km (Tabla 2.1). Basados en la distribución de los epicentros en el período comprendido entre el 7 de octubre 2000 al febrero del 2003, es posible dividir la ocurrencia de los sismos en dos zonas: una localizada al poniente del Puerto de Acapulco y otra relacionada con sismos localizados al oriente del mismo puerto.

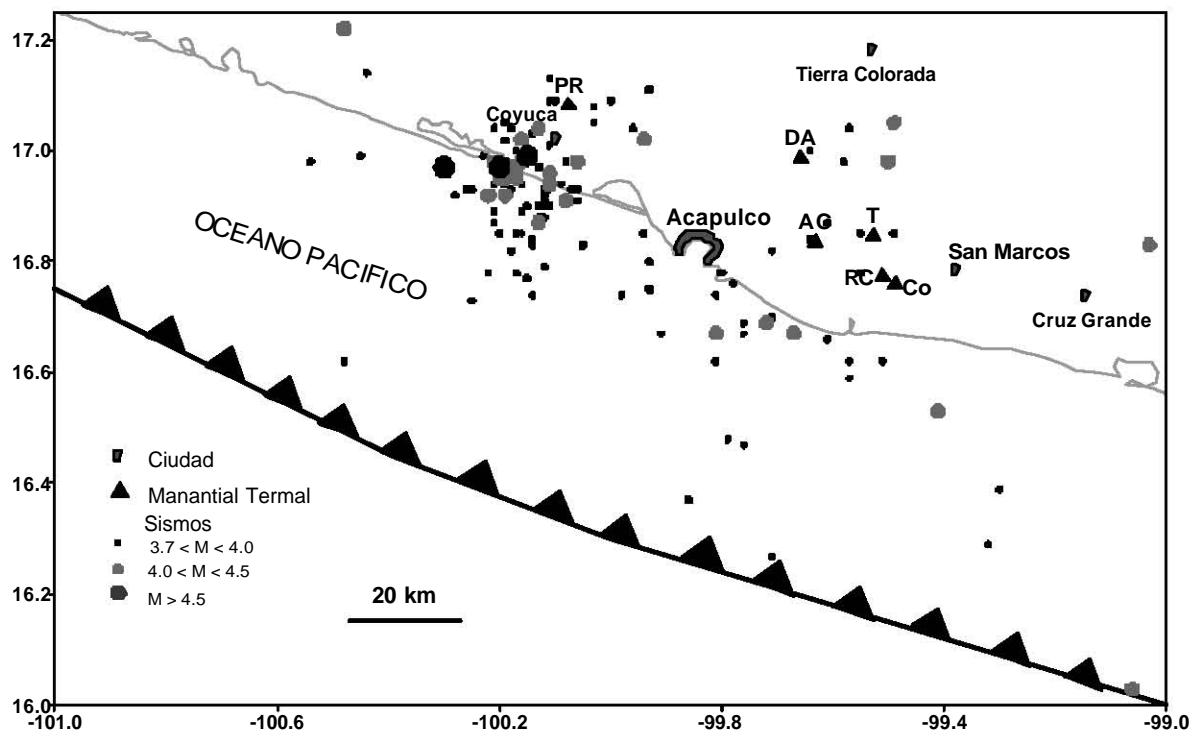


Figura 2.7 Sismicidad registrada del 7 de octubre de 2001 a febrero de 2003. La mayoría de los sismos registrados se encuentran en las cercanías del Manantial Paso Real. Los triángulos representan los manantiales AC Agua Caliente; T, Tamarindo; Co, Coacoyul; RC, Río Cortés; DA, Dos Arroyos y PR, Paso Real.

La mayoría de los sismos ocurridos en la parte occidental de Acapulco son réplicas de un sismo de fallamiento normal (<http://ssn.unam.mx> Pacheco et al., 2002) ocurrido el 7 de Octubre del 2001, con localización epicentral al norte del poblado de Coyuca de Benítez. Este sismo $M = 5.9$ fue reportado por el Servicio Sismológico Nacional, en las cercanías del poblado de Coyuca de Benítez, en el estado de Guerrero, cercano al Manantial Paso Real. El sismo, ocurrió a las 9:39 de la noche y fue sentido con gran intensidad en las ciudades de México y Acapulco. El mecanismo focal determinado con los datos de la red del SSN muestra una falla normal con rumbo 281° , buzando 57° . El rumbo del mecanismo focal es paralelo a la costa y a la trinchera por lo que se puede suponer que responde a los esfuerzos extensivos en la corteza continental (Figura 2.8), posiblemente relacionados con la zona de subducción (<http://ssn.unam.mx> Pacheco et al., 2002).

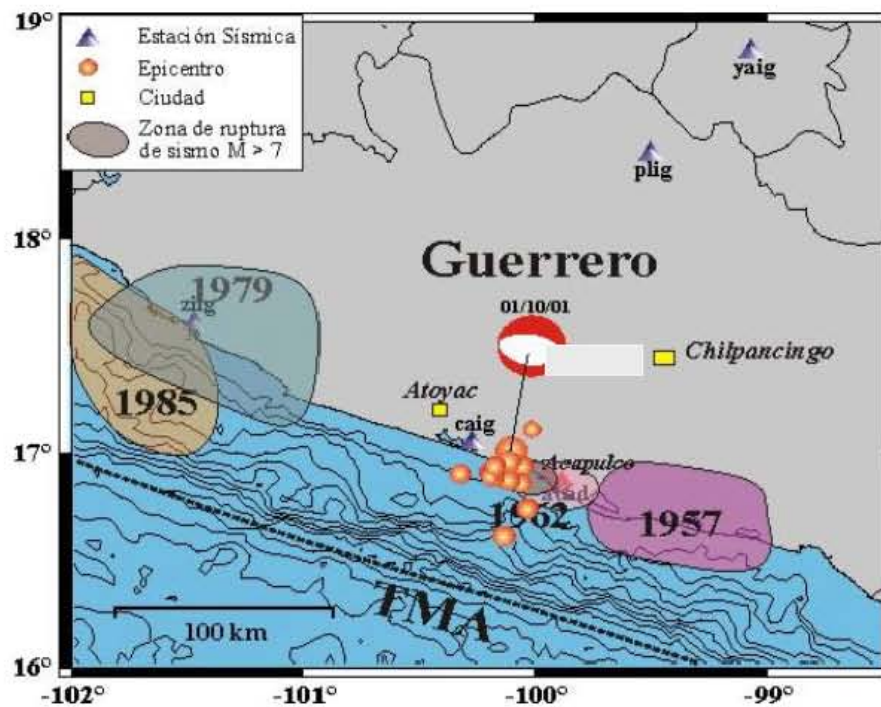


Figura 2.8 Mecanismo focal elaborado por el SSN. El sismo principal ocurrió el 7 de octubre de 2001 (<http://ssn.unam.mx> Pacheco et al., 2002).

Tabla 2.1 Catálogo de sismos de eventos ocurridos en un radio de 150 km con centro en la Ciudad de Acapulco, Guerrero y cálculo de $\log e$ (base 10) para cada manantial. Prf=Profundidad; Mag=magnitud; Coa= Coacoyul; Tam=Tamarindo; Dar= Dos Arroyos y PRe=Paso Real, en el período octubre de 2002-enero de 2004.

No	Fecha	Hora	Día	LN	Lw	Prf	Mag	Coa	Tam	Dar	PRe
1	03-Oct-02	3 25 11.5	1	16.76	99.78	7	3.9	-8	-8	-8	-8
2	03-Oct-02	10 48 9.6	1	16.82	99.71	6	3.9	-7	-7	-7	-8
3	03-Oct-02	19 51 17.8	1	16.94	100.09	9	3.9	-9	-9	-8	-7
4	03-Oct-02	3 25 11.5	1	16.76	99.78	7	3.9	-8	-8	-8	-8
5	03-Oct-02	10 54 24.1	1	16.69	99.76	6	3.7	-8	-8	-8	-9
6	08-Oct-02	12 14 33.7	1	17.22	100.48	56	4.2	-9	-9	-9	-8
7	09-Oct-02	23 43 41.5	1	16.91	100.06	9	3.7	-8	-9	-8	-7
8	11-Oct-02	4 51 20.6	1	17.09	100	52	3.7	-9	-9	-9	-6
9	12-Oct-02	7 32 20.2	1	16.9	100.12	36	3.7	-9	-9	-9	-7
10	21-Oct-02	4 3 32.2	6	16.9	100.13	8	3.7	-9	-9	-9	-7
11	21-Oct-02	7 37 39.5	6	16.85	100.17	13	3.7	-9	-9	-9	-8
12	21-Oct-02	17 47 4.1	6	16.84	99.64	9	3.7	-7	-7	-7	-9
13	26-Oct-02	15 1 48.7	11	17	100.17	5	3.9	-9	-9	-8	-7
14	28-Oct-02	21 26 59.0	13	16.7	99.71	5	3.8	-8	-8	-8	-9
15	03-Nov-02	22 16 48.7	19	16.95	100.2	5	4.4	-8	-8	-8	-6
16	05-Nov-02	11 41 51.4	21	17.04	100.13	5	4.2	-8	-8	-8	-5
17	08-Nov-02	22 38 53.7	24	16.89	100.16	9	3.7	-9	-9	-9	-8
18	09-Nov-02	20 15 26.3	25	16.74	99.81	16	3.7	-8	-8	-8	-8
19	12-Nov-02	5 14 56.0	28	16.39	99.3	16	4	-8	-8	-9	-9
20	13-Nov-02	1 11 56.7	29	17.13	100.11	36	3.9	-9	-9	-9	-5
21	16-Nov-02	13 1 27.3	32	17.11	99.93	56	3.9	-9	-8	-9	-7
22	16-Nov-02	23 49 23.3	32	17.04	99.96	8	3.8	-9	-8	-8	-7
23	16-Nov-02	13 51 25.5	32	16.94	100.16	13	4	-9	-9	-8	-7
24	25-Nov-02	22 57 33.7	41	16.96	100.11	10	4.3	-8	-8	-8	-6
25	29-Nov-02	17 7 51.7	45	16.62	99.81	3	3.7	-8	-8	-8	-9
26	02-Dic-02	9 45 37.5	48	16.98	100.08	5	4	-9	-8	-8	-6
27	02-Dic-02	11 40 17.8	48	16.9	100.15	6	3.8	-9	-9	-9	-7
28	03-Dic-02	10 59 20.5	49	17.02	100.19	9	3.8	-9	-9	-9	-7
29	03-Dic-02	1 17 6.0	49	16.96	100.3	15	4	-9	-9	-9	-7
30	03-Dic-02	7 34 48.2	49	17.02	100.16	8	4.1	-9	-8	-8	-6
31	06-Dic-02	2 25 44.2	52	16.88	100.12	6	3.7	-9	-9	-9	-7
32	07-Dic-02	23 58 13.1	53	16.94	100.11	7	4.1	-8	-8	-8	-7
33	19-Dic-02	20 38 39.4	65	16.95	100.17	10	4.1	-9	-8	-8	-7
34	21-Dic-02	9 25 38.0	67	16.82	100.18	11	3.7	-9	-9	-9	-8
35	22-Dic-02	0 53 27.0	68	16.93	100.26	25	3.8	-9	-9	-9	-8
36	22-Dic-02	4 13 44.5	68	16.85	99.49	8	4	-6	-5	-7	-9
37	25-Dic-02	7 12 45.0	71	17.04	99.57	7	3.9	-8	-7	-7	-8
38	30-Dic-02	1 0 6.5	76	16.83	100.14	4	4	-9	-9	-8	-7
39	08-Ene-03	19 24 22.5	85	16.92	100.12	10	3.7	-9	-9	-9	-7
40	08-Ene-03	19 49 4.8	85	16.93	100.07	5	4	-9	-8	-8	-7
41	10-Ene-03	2 8 2.7	87	16.97	100.3	30	5.3	-7	-7	-7	-6
42	11-Ene-03	11 43 50.7	88	16.94	100.21	5	3.8	-9	-9	-9	-7

No	Fecha	Hora	Día	LN	Lw	Prf	Mag	Coa	Tam	Dar	PRe
43	11-Ene-03	21 13 50.5	88	16.95	100.17	3	3.7	-9	-9	-9	-7
44	11-Ene-03	0 51 38.9	88	16.98	99.59	26	3.7	-9	-7	-9	-9
45	13-Ene-03	9 50 3.5	90	16.98	100.16	2	4.1	-9	-8	-8	-6
46	16-Ene-03	6 40 1.5	93	17.00	99.64	18	4	-8	-7	-7	-8
47	16-Ene-03	19 12 17.7	93	16.98	100.06	5	4.2	-8	-8	-8	-6
48	31-Ene-03	15 56 51.7	108	16.99	100.15	5	4.5	-8	-8	-8	-6
49	31-Ene-03	18 0 5.8	108	16.93	100.18	9	3.8	-9	-9	-9	-7
50	31-Ene-03	22 33 31.2	108	16.98	100.16	10	3.7	-9	-9	-9	-7
51	31-Ene-03	13 19 59.4	108	16.92	100.19	6	4.1	-9	-9	-8	-7
52	02-Feb-03	23 9 2.2	110	17.04	100.18	8	3.8	-9	-9	-9	-7
53	05-Feb-03	15 39 9.1	113	17.05	100.19	19	3.8	-9	-9	-9	-7
54	07-Feb-03	7 41 17.8	115	16.97	100.2	6	4.6	-8	-8	-8	-6
55	07-Feb-03	15 18 41.7	115	17.04	100.21	9	4	-9	-9	-8	-7
56	08-Feb-03	23 47 2.7	116	16.94	100.19	12	3.7	-9	-9	-9	-7
57	08-Feb-03	23 35 45.2	116	16.97	100.17	10	4	-9	-9	-8	-7
58	13-Feb-03	3 57 58.9	121	16.87	100.21	4	4	-9	-9	-8	-7
59	16-Feb-03	11 6 17.6	124	16.29	99.32	16	3.7	-9	-9	-9	-10
60	16-Feb-03	4 42 43.7	124	17.08	100.03	43	3.9	-9	-9	-9	-5
61	18-Feb-03	1 54 36.5	126	17.01	100.11	5	4	-9	-9	-8	-6
62	23-Feb-03	13 32 34.0	131	16.99	100.16	7	3.7	-9	-9	-9	-7
63	24-Feb-03	2 54 0.8	132	17.05	100.03	6	3.7	-9	-9	-8	-6
64	25-Feb-03	2 7 36.9	133	16.85	99.94	32	3.7	-9	-8	-8	-8
65	25-Feb-03	20 5 34.0	133	16.53	99.41	9	4.2	-7	-7	-8	-9
66	27-Feb-03	9 38 42.9	135	16.87	99.61	27	3.7	-8	-6	-8	-9
67	27-Feb-03	9 38 42.9	135	16.87	99.61	27	3.7	-8	-6	-8	-9
68	26-Feb-03	11 35 31.2	134	16.98	100.15	8	3.9	-9	-9	-8	-7
69	03-Mar-03	3 56 12.6	139	16.97	100.19	7	3.7	-9	-9	-9	-7
70	07-Mar-03	7 23 28.5	143	16.9	100.11	10	4	-9	-8	-8	-7
71	17-Mar-03	10 36 26.7	153	16.47	99.76	10	3.9	-8	-8	-8	-9
72	20-Mar-03	9 4 12.3	156	16.78	99.55	16	3.7	-7	-6	-8	-9
73	20-Mar-03	5 54 46.4	156	17.05	99.49	34	4.1	-8	-7	-8	-8
74	21-Mar-03	9 2 42.7	157	16.48	99.79	5	3.7	-8	-8	-9	-9
75	24-Mar-03	15 34 2.5	160	16.92	100.28	21	3.8	-9	-9	-9	-8
76	26-Mar-03	9 43 57.0	164	16.89	100.21	8	3.7	-9	-9	-9	-8
77	26-Mar-03	11 40 4.0	164	17.09	100.1	3	3.7	-9	-9	-9	-5
78	01-Abr-03	1 45 16.2	168	16.91	100.12	4	3.7	-9	-9	-9	-7
79	05-Abr-03	18 38 36.9	172	16.95	100.2	14	3.8	-9	-9	-9	-7
80	07-Abr-03	3 16 48.0	174	16.99	100.45	29	3.7	-10	-9	-9	-8
81	07-Abr-03	3 18 6.6	174	16.62	99.51	13	3.7	-7	-8	-8	-9
82	07-Abr-03	23 42 22.2	174	16.85	99.55	30	4	-7	-4	-8	-8
83	08-Abr-03	20 2 49.0	175	16.66	99.61	15	3.7	-8	-7	-8	-9
84	09-Abr-03	11 33 2.7	176	17.03	100.14	10	3.9	-9	-9	-8	-6
85	29-Abr-03	20 57 50.9	196	16.83	100.05	21	4	-9	-8	-8	-7
86	03-May-03	16 42 3.2	200	16.75	99.93	18	3.9	-8	-8	-8	-8
87	07-May-03	4 50 11.3	204	16.99	100.23	15	3.8	-9	-9	-9	-7
88	18-May-03	18 9 50.9	215	16.97	100.18	6	4.2	-8	-8	-8	-6
89	18-May-03	8 42 28.2	215	16.62	100.48	6	3.9	-9	-9	-9	-9

No	Fecha	Hora	Día	LN	Lw	Prf	Mag	Coa	Tam	Dar	Pre	
90	19-May-03	3 54	38.9	216	16.97	100.18	5	3.9	-9	-9	-8	-7
91	27-May-03	9 32	54.5	224	16.93	100.12	10	4	-9	-9	-8	-7
92	28-May-03	5 23	33.2	225	16.88	100.13	25	4	-9	-9	-8	-7
93	03-Jun-03	0 20	44.7	231	16.97	100.17	8	4.3	-8	-8	-8	-6
94	03-Jun-03	1 56	29.7	231	16.95	100.17	11	3.9	-9	-9	-8	-7
95	03-Jun-03	2 32	7.5	231	16.9	100.21	6	3.1	-10	-10	-10	-8
96	05-Jun-03	0 47	25.2	233	16.98	100.21	7	4.1	-9	-9	-8	-7
97	16-Jun-03	14 3	14.6	244	16.93	100.11	6	4	-9	-8	-8	-7
98	19-Jun-03	21 38	28.3	247	16.67	99.91	6	3.9	-8	-8	-8	-8
99	22-Jun-03	1 52	36.5	250	16.69	99.72	10	4.3	-7	-7	-7	-8
100	22-Jun-03	15 42	2.5	250	16.85	100.2	43	3.8	-9	-9	-9	-8
101	22-Jun-03	22 53	28.7	250	17.02	100.14	6	3.3	-10	-9	-9	-7
102	24-Jun-03	3 5	28.0	252	16.92	100.22	6	4.2	-9	-8	-8	-7
103	04-Jul-03	17 36	40.5	262	16.59	99.57	11	3.9	-7	-7	-8	-9
104	20-Jul-03	7 46	30.5	278	16.97	100.19	4	3.9	-9	-9	-8	-7
105	29-Jul-03	7 9	54.7	287	16.67	99.67	4	4.3	-7	-7	-7	-8
106	05-Ago-03	11 2	36.0	294	16.98	100.19	8	3.8	-9	-9	-9	-7
107	19-Ago-03	7 17	11.8	308	16.9	100.12	9	3.7	-9	-9	-9	-7
108	21-Ago-03	0 18	5.6	310	16.86	100.13	8	3.9	-9	-9	-8	-7
109	04-Sep-03	14 25	20.7	324	16.78	99.8	2	3.9	-8	-8	-7	-8
110	18-Sep-03	13 59	1.0	338	17.05	100.02	18	4.1	-8	-8	-8	-7
111	24-Sep-03	5 0	3.2	344	16.8	99.93	9	3.9	-8	-8	-8	-8
112	03-Oct-03	8 13	11.8	353	16.62	99.57	26	3.7	-8	-8	-8	-9
113	04-Oct-03	2 9	48.2	354	16.93	100.25	4	3.7	-9	-9	-9	-8
114	21-Oct-03	6 19	21.5	371	16.98	100.21	25	3.8	-9	-9	-9	-7
115	02-Nov-03	21 15	55.4	383	16.98	99.5	15	4.1	-7	-6	-7	-8
116	24-Nov-03	8 29	24.7	405	17.09	100.11	43	3.7	-9	-9	-9	-5
117	12-Dic-03	8 40	31.8	423	16.74	100.14	20	4	-9	-9	-8	-8
118	02-Ene-04	22 5	18.1	444	16.67	99.75	5	4.2	-7	-7	-7	-8
119	04-Ene-04	8 12	6.8	446	16.74	99.74	4	3.4	-8	-8	-8	-9

La ubicación espacial y la profundidad del sismo de Coyuca; así como el comportamiento espacial de la secuencia de réplicas, lo ubican en la corteza continental y no en la interfase entre las placas de Cocos y Norteamérica, por lo que el sismo del 7 de octubre de 2001 no contribuyó a liberar la energía elástica acumulada en la brecha de Guerrero (<http://ssn.unam.mx> Pacheco et al., 2002). Este sismo ocurrió muy cerca del Manantial Paso Real; sin embargo, el monitoreo hidrogeoquímico semanal del manantial comenzó un año después de la ocurrencia del sismo (16 de octubre de 2002).

La sismicidad en la zona del oriente y sureste de Acapulco es mucho menor en comparación con el número de sismos ocurridos en la zona de Coyuca de Benítez; sin embargo, ocurrieron algunos sismos $M > 4.5$, con epicentros cercanos a los manantiales localizados en esa zona (Figura 2.7).

La geometría de las costas de Guerrero está caracterizada por un ángulo bajo de subducción que da como resultado que la distancia de la zona de interfase entre placas a la superficie sea de ~ 10 km (Figura 2.5) con ello se espera que los cambios de esfuerzos ocurridos en esta profundidad modifiquen la composición química de los manantiales.

II.2.3 Efectos de sismos con respecto a un punto de observación

El valor de $\log e$ es un parámetro, que depende de la distancia con respecto al punto de observación; para relacionar sismos con la ocurrencia de anomalías hidrogeoquímicas y se calcula por medio de la magnitud y D la distancia hipocentral que existe entre el sismo y el manantial.

Wideman and Major (1967) obtuvieron una relación empírica entre la magnitud y la distancia. Estos autores observaron que sismos con profundidades, magnitudes y mecanismos similares pueden presentar comportamiento de deformación distinto, dependiendo de la distancia del punto de observación con respecto a la ocurrencia del sismo.

Dobrovolsky et al., (1979) consideran que el esfuerzo decrece con las distancias epicentrales r , como $1/r^3$ y se incrementa con la magnitud M como

$10^{1.5M}$. En este trabajo se utiliza el criterio de propuesto por Wideman and Major (1967) para contar con un parámetro, dependiente de la distancia; para relacionar la ocurrencia de anomalías hidrogeoquímicas con sismos, por medio de la relación semi-cuantitativa de la ecuación 2.1

$$\log e = 1.3M - 3\log D - 8.19 \quad 2.1)$$

Donde $\log e$ es el valor propuesto, M es la magnitud y D la distancia hipocentral en kilómetros que existe entre el sismo y el manantial en kilómetros.

Igarashi and Wakita (1990) estudiaron anomalías pre-sísmicas, y post-sísmicas de radón en agua subterránea relacionada con cambios de esfuerzos regionales para la Costa de Honshu en Japón, las deformaciones estimadas por con el Rn son de $\log e = 10^{-8}$. Estos valores han sido reportados $\log e > 10^{-6}$ hasta $\log e > 10^{-12}$ (Igarashi and Wakita, 1990; Dobrovolsky et al., 1979).

Los valores de $\log e$ (base 10) son calculados por medio de la ecuación 2.1, reportados en la Tabla 2.1 y discutidos en el capítulo VII de esta tesis.

III METODOLOGÍA

La recolección de muestras y métodos analíticos empleados en este trabajo se dividen en dos partes, 1) los relacionados con el comportamiento hidrotermal del Pacífico de México entre las longitudes 99-105.5° (caracterización preliminar) y 2) los métodos empleados para el muestreo y análisis del monitoreo hidroquímico en las cercanías de Acapulco Guerrero.

Los grupos de manantiales: Dos Arroyos; Río Cortés, El Tamarindo, Coacoyul; Agua Caliente, Paso Real, Lagunillas; La Paz; Cuilala y Las Juntas fueron muestreados y analizados como se explica en los subcapítulos II.1 y II.2.

Los métodos analíticos empleados para el análisis de monitoreo de isótopos estables fueron los mismos utilizados en la caracterización preliminar de los manantiales, mientras que los métodos de muestreo y análisis para el monitoreo hidroquímico se explica en el subcapítulo III.3

III.1 Manantiales termales entre las longitudes 99-105.5°

III.1.1 Muestreo

Las muestras de agua tomadas en noviembre de 2002 fueron almacenadas en botellas de polipropileno. Se tomaron medidas de temperatura (± 0.1 °C), *pH* (± 0.05 unidades, y conductividad ($\pm 2\%$), por medio de un equipo AEKON. El sensor de vidrio fue calibrado con soluciones buffer de *pH* 4, 7, y 10. La calibración de la conductividad se llevó a cabo por medio de una solución estándar con conductividad 1,314 μ S.

Las muestras para cationes fueron acidificadas a *pH* ~ 2 , con HNO_3 ultrapuro. Los análisis de carbonatos y bicarbonatos se realizaron en el campo por volumetría utilizando el método de titulación con HCl 0.02 M y fenolftaleína, verde de bromocresol-rojo de metilo como indicadores colorimétricos.

III.1.2 Métodos analíticos

Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de química analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM, con lo que se obtuvo una primera caracterización.

Los análisis de iones Cl , SO_4 y F fueron realizados usando un sistema de cromatografía iónica con un equipo Metrohm 750, la concentración de HCO_3 fue analizada por medio de titulación con 0,05 N de HCl . El Na y K fueron analizados por espectrometría de flama, mientras que el Ca y Mg por espectroscopia de absorción atómica.

Las muestras de gas fueron colectadas en botellas ambar de 125 ml con septo por medio de desplazamiento de agua por burbujas de gas.

Las muestras de gas fueron analizadas por cromatografía de gases de columna dual (Gow-Mac 350). Se utilizó argón para He , H_2 y He para el arrastre de los gases N_2 , Ar , O_2 , CH_4 y CO_2 . El argón se analizó en temperatura ambiente por medio de una columna Altech.

Los análisis isotópicos de He , fueron medidos en el Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanología en Palermo, Italia; por medio del método establecido por Sano and Wakita (1985). Las relaciones $^3He/^4He$ y He/Ne fueron calibradas con un estándar de gas atmosférico expresados en la notación R_a , donde R_a es la relación atmosférica $^3He/^4He$ de 1.39×10^{-6} . El error de la relación es de 3%. El error de $^4He/^{20}Ne$ fue de 10%.

Los análisis de isótopos de carbón en CO_2 se realizaron por medio de un espectrometro de masas Finnigan-MAT250, después de la purificación en una línea de vacío. La composición isotópica del carbón es expresada en notación δ (por mil=‰) relativo estándar V-PBD, El error analítico fue de 0.1‰.

III.2 Análisis de isótopos estables

La composición isotópica se realizó por el personal del Laboratorio de Espectrometría de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM y fue determinada usando un equipo Finnigan Delta Plus XL con analizador de elemento termo químico (TC/EA) y automuestreador GC PAL.

Las relaciones isotópicas para $^{18}O/^{16}O$ y D/H fue determinada en muestra de agua (1 μ l) fue tomada usando una jeringa e inyectada a través de un sello a un horno a 1,400°C.

Para evitar el efecto de memoria se usaron tres ciclos de lavado y se inyectó cada muestra seis veces en cada corrida y se pulso dos veces en gas de referencia. Para corroborar la precisión del grupo de muestras de agua se realizó la corrida de un estándar interno (Genhe et al., 2004).

Se utilizó un tanque de gas CO_2 marca Praxair, de 99.99% de pureza, como referencia ($d^{18}O_{VSMOW} = -6.15$ y $d^{13}C_{VPDB} = -38.05$); el cual a su vez, fue calibrado con un tanque Oztech de CO_2 ($\delta^{18}O_{VSMOW} = -5.5$ y $\delta^{13}C_{VPDB} = -55.5$)

La $d^{18}O_{VSMOW}$ para las muestras de gas CO_2 fueron calculadas por medio de la expresión:

$$\delta^{18}O = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{Muestra}}{(^{18}O/^{16}O)_{VSMOW}} - 1 \right] \cdot 10^3 \quad 3.1)$$

Para hidrogeno la referencia fue un tanque de gas Praxair, con una pureza de $H_2 = 99.9999\%$ ($\delta D_{VSMOW} = -374.2\text{‰}$) el cual fue calibrado con un tanque Oztech ($\delta D_{VSMOW} = -124.15$).

Los valores de hidrogeno fueron expresados por medio de:

$$dD = \left[\frac{(D/H)_{Muestra}}{(D/H)_{VSMOW}} - 1 \right] \cdot 10^3 \quad 3.2)$$

El resultado de $d^{18}O$ y dD fueron normalizados a la escala de VSMOW.

La estimación de la precisión y de la exactitud del conjunto de muestras se llevó a cabo a través de la referencia W38888 lab ref 921201 del United State Geological Survey (USGS), el cual fue analizado cada seis muestras. Por ésta técnica para este muestreo se obtuvieron los siguientes resultados: $d^{18}O_{VSMOW} = -6.21 \pm 0.12 \text{‰}$ y $dD_{VSMOW} = -36.1 \pm 1.2 \text{‰}$ $n = 30$.

III.3 Metodología para el monitoreo hidroquímico

III.3.1 Muestreo

De los seis grupos de manantiales localizados en la parte sureste del estado de Guerrero se realizó el monitoreo semanal a los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos y Paso Real. Los manantiales Agua Caliente y Río Cortés se descartaron debido a que en el primero la brecha carretera que comunica al manantial no es transitable todo el año y el segundo debido a que en épocas de

lluvias en el grupo de manantiales del Río Cortés son cubiertos por el cauce del río del mismo nombre.

En los cuatro sitios de muestreo se contactó con personas que vivieran cerca a los manantiales, pagándoles la recolección con la finalidad de que exista un seguimiento por parte de los operadores. Se acordó recolectar dos botellas de agua el día miércoles de cada semana, si no fuera posible recolectar el día indicado se procedería a tomar la muestra un día antes o un día después, anotando en una libreta el día que no fue posible tomar las muestras.

La recolección de muestras se llevó a cabo de octubre de 2002 a marzo de 2004, el horario establecido es de 10 a 11 a.m. El llenado de las botellas se realizó por medio de una jeringa de plástico enjuagada previamente. Posteriormente las botellas se guardaron en un lugar fresco y seco, fuera de los rayos de sol.

Se dejaron suficientes botellas etiquetadas con la fecha y nombre de la estación (aniones). Las botellas fueron prelavadas con ácido nítrico y enjuagadas abundantemente con agua destilada. El volumen de cada muestra fue de 125 ml.

El control de calidad se realizó acudiendo a los sitios días antes de que la persona encargada tomara las muestras, con el fin de verificar que estas se tomaran el día acordado, así mismo se supervisó el procedimiento de recolección de la muestra.

III.3.2 Método analítico de cromatografía iónica

Para el análisis semanal del monitoreo en los manantiales: Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos y Paso Real, se desarrolló un método de cromatografía de líquidos de alta eficiencia (HPLC). Se implementó la metodología para el análisis sistemático de aniones (Cl^- , SO_4^{2-}) incluyendo la calibración y la validación del método empleado en un cromatógrafo iónico Metrohm 761.

Los análisis de la colección de aniones se realizaron con una columna Metrohm A SUP 5-100. Se utilizó como eluyente 4.8 mM de Na_2CO_3 + 1.5 mM de $NaHCO_3$ y H_2SO_4 100 mM como regenerador de la columna de supresión y agua miliQ para la limpieza de líneas.

La configuración del equipo de HPLC consiste en dos bombas de alta presión con doble pistón de bajas pulsaciones con presión máxima de 25 MPa y caudal de 0.2-2.5 ml/min, acopladas a un amortiguador de pulsaciones, con detector de conductividad. La temperatura del detector presenta variaciones del orden de 0.01° C

El equipo cuenta con un módulo supresor Metrohm integrado con regeneración automática. Así mismo cuenta con una bomba peristáltica con manguera de dos canales para la regeneración y enjuague del módulo supresor.

La columna analítica Metrohm A SUP 5-100 esta empacada con alcohol polivinílico con partículas del tamaño de 5 μm , con capacidad de analizar soluciones en un rango de pH de 3-12. La capacidad del cargador (loop) es de 20 μl ; un flujo de 0.7 ml/min. Las muestras fueron inyectadas manualmente en la fase móvil con presiones \sim 5.0 MPa. El tiempo de análisis de los iones (Cl^- , SO_4^{2-}) fue de 7 minutos.

La Calidad analítica en este trabajo se basó en actividades dirigidas controlar el aseguramiento de la calidad, por medio de: equipos e instrumentos certificados, patrones y materiales de referencia, manejo adecuado de las muestras, calibración del equipos, medición de precisión y exactitud.

III.3.2.1 Calibración

En la preparación de estándares se utilizó agua desionizada y estándares certificados marca Metrohm (tablas 3.1, 3.2 y 3.3). Los estándares se elaboraron con intervalos cercanos a los valores que fueron calculados en análisis previos, realizados en el laboratorio de química analítica del Instituto de Geofísica.

Primeramente se realizó una curva de calibración de prueba por medio de seis estándares para Cl^- y SO_4^{2-} . Los coeficientes de correlación que se obtuvieron fueron de prácticamente 0.999 para SO_4^{2-} (Figura 3.1) y Cl^- (Figura 3.2).

Tabla 3.1. Estándares marca Metrohm. Concentración, lote y catálogo de estándares certificados utilizados para la calibración del equipo.

Anión	Conc.	Lot.	Cat.
Cl	1000 mg/l	23-38AS	M.Cal.0102
SO ₄	1000 mg/l	6-76VY	M.Cal.0107

Tabla 3.2 Concentración de estándares para la estación Coacoyul en mg/l

Anión	STD1	STD2	STD3	STD4	Ver.
Cl	10	30	50	70	60
SO ₄	5	10	20	40	20

Tabla 3.3 Concentración de estándares para la estación Dos Arroyos en mg/l

Anión	STD1	STD2	STD3	STD4	Ver.
Cl	5	25	50	100	30
SO ₄	5	25	50	100	30

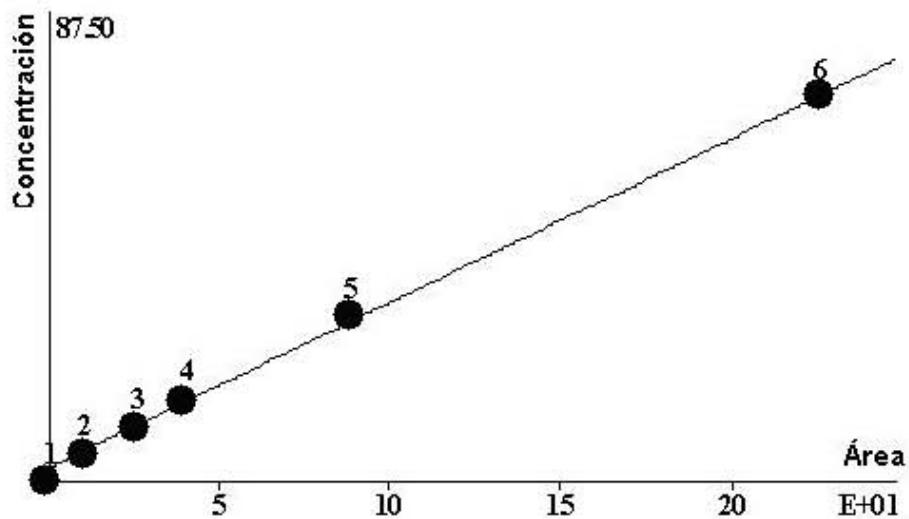


Figura 3.1 Curva de calibración con un coeficiente de correlación obtenido para Cl. Corr = 0.99968, Q = 6.01.A+48.39, C.V = 2.95%.

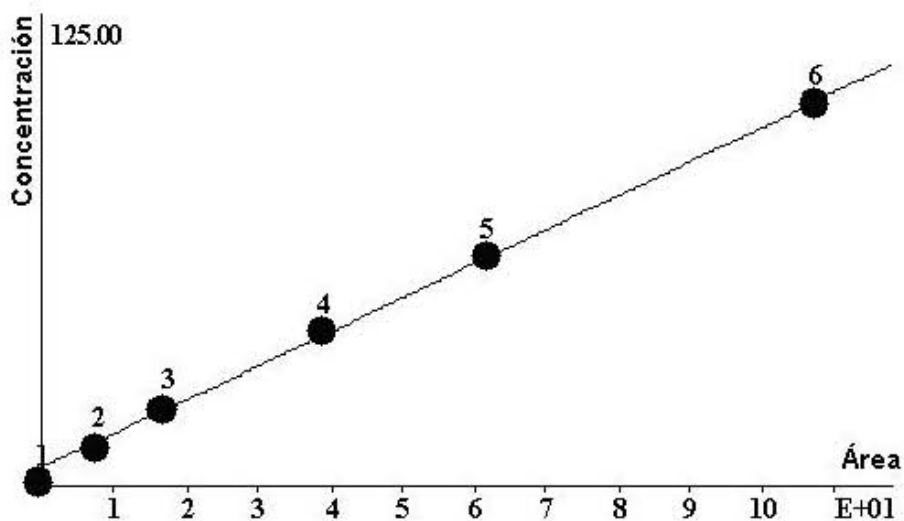


Figura 3.2 Curva de calibración con un coeficiente de correlación obtenido para SO_4 . $Corr = 0.99966$, $Q = 17.97.A + 80.08$, $C.V = 2.34\%$.

Posteriormente se experimentó para optimización de tiempo y se redujo el número de estándares para la calibración a 4, el resultado de los coeficientes de correlación de las regresiones lineales fueron 0.9996. Se prepararon cinco estándares incluyendo uno de verificación para comprobación, así como para la corrección de datos. La inyección del estándar de verificación se introdujo después de cada 5 muestras.

En las figuras 3.2 y 3.3 se muestran dos ejemplos de las gráficas de calibración obtenidas a partir de los estándares utilizados para los manantiales Coacoyul y Dos Arroyos, el mismo procedimiento se llevó a cabo en los manantiales Tamarindo y Paso Real.

Se utilizaron cuatro niveles de concentración en cada ión, para la realización de la calibración. La linealidad y los picos bien definidos de los cromatogramas fueron observadas en todas las calibraciones (figuras 3.3 y 3.4).

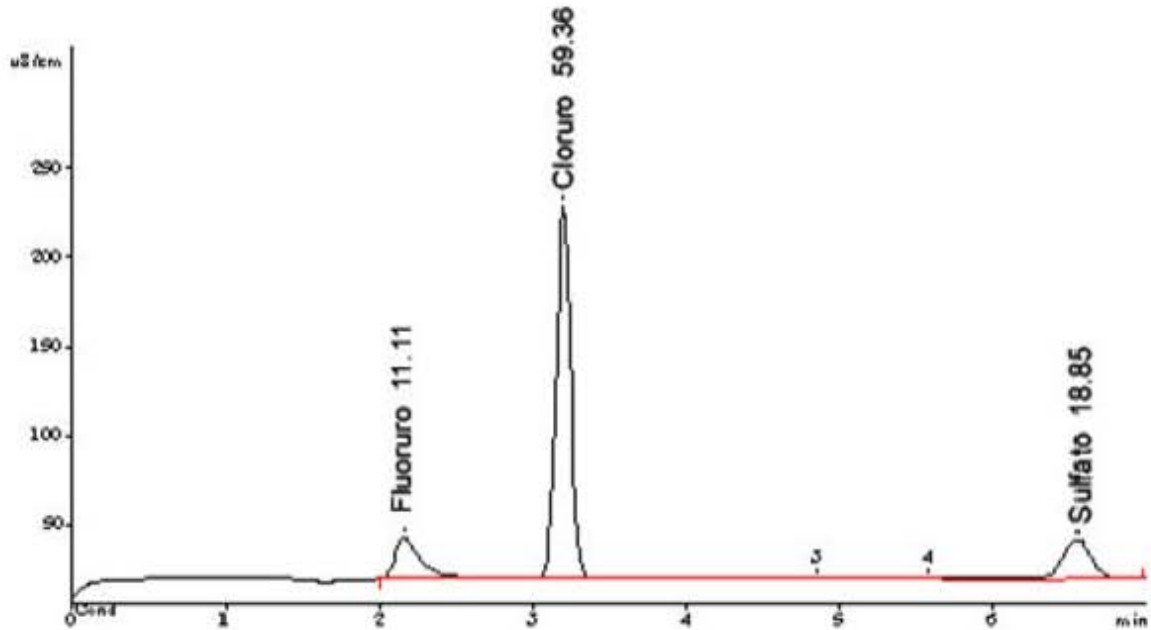


Figura 3.3 Cromatograma obtenido para en el Manantial Coacoyul.

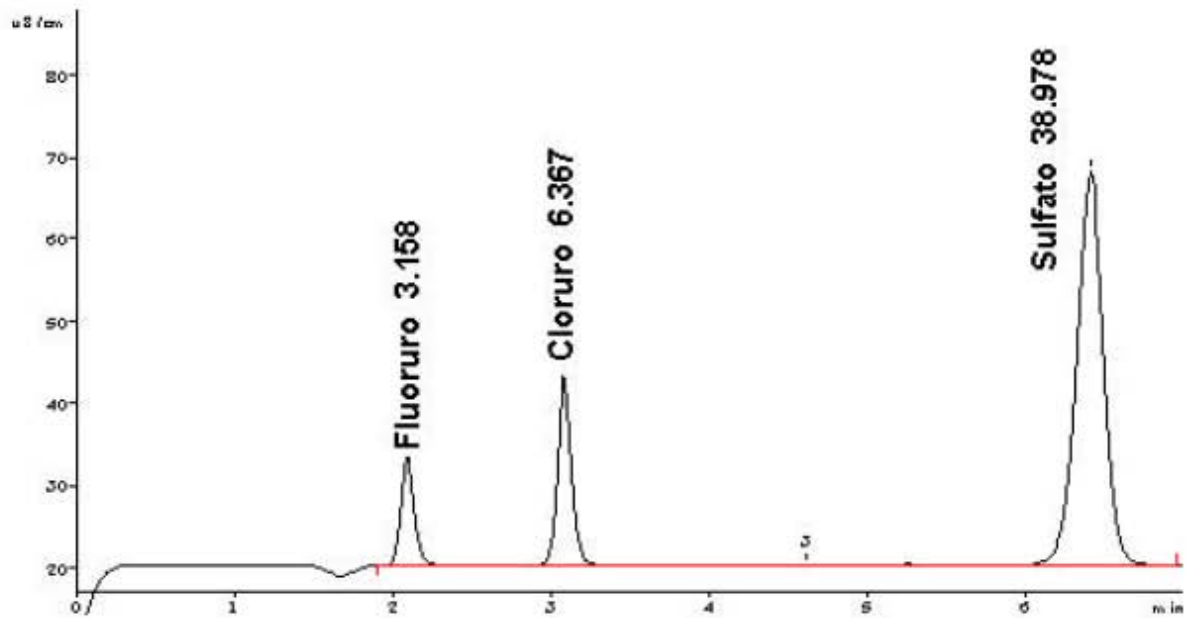


Figura 3.4 Cromatograma obtenido para una muestra del Manantial Dos Arroyos.

En las corridas de calibración la linealidad es válida debido a que las curvas de calibración evidencian excelentes coeficientes de correlación (r) para los cuatro

manantiales. Las tablas 3.4 y 3.5 son ejemplos de los manantiales Coacoyul y Paso Real; el comportamiento de los manantiales El Tamarindo y Paso Real, en cuanto a la linealidad, interceptos, pendientes y tiempos de retención son similares.

Tabla 3.4 Parámetros obtenidos de la curva de calibración en el Manantial Coacoyul. T.R. = Tiempo de retención en minutos e intercepto en mg/l.

Ión	Linealidad	intercepto	Pendiente	RDS	T.R.
Cl	0.99991	47.40	0.82	1.05%	3.23
	0.99986	39.51	0.81	1.34%	3.23
	0.99997	26.27	0.82	0.59%	3.23
SO ₄	0.99928	31.49	1.26	3.83%	6.52
	0.99926	31.43	1.26	3.89%	6.48
	0.99950	27.73	1.27	3.21%	6.54

Tabla 3.5 Parámetros obtenidos de la curva de calibración en el Manantial Dos Arroyos. T.R. = Tiempo de retención en minutos e intercepto en mg/l.

Ión	Linealidad	Intercepto	Pendiente	RSD	T.R.
Cl ⁻	1.00	30.48	0.82	0.30%	3.17
	0.99999	29.41	0.82	0.42%	3.15
SO ₄ ⁻²	0.99969	47.34	1.19	2.78%	6.30
	0.99968	49.29	1.20	2.83%	6.33

Conviene introducir algunos conceptos estadísticos fundamentales ya que serán utilizados con frecuencia en los siguientes apartados.

La media aritmética \bar{X} es la medida de tendencia central más utilizada (en forma abreviada, media) y resulta de la suma de las mediciones X dividida entre el número n de mediciones como lo muestra la ecuación 3.3.

$$\bar{X} = \frac{\sum_{j=1}^n X_j}{n} \quad 3.3)$$

La utilidad de un promedio depende de su poder representativo del conjunto de observaciones si los valores se encuentran dispersos, la desviación estándar es medida de dispersión o variabilidad más utilizada y se calcula por medio de la expresión:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=j}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad 3.4)$$

El coeficiente de variación es también conocido como desviación estándar relativa, se define como el cociente de la desviación estándar de la muestra entre la media, multiplicada por 100; sus unidades se expresan en porcentaje y se utiliza con frecuencia en la comparación de las precisiones de resultados de diferentes magnitudes (Miller y Miller 1993)

$$c.v = \frac{s}{\bar{x}}(100) \quad 3.5)$$

III.3.2.2 Precisión

La precisión para los manantiales se basó en quince repeticiones del estándar de verificación. La Tabla 3.6 muestra las características obtenidas de los datos de exactitud para el Manantial Coacoyul. Para el Cl^- el valor medio del estándar es igual a 60.16 mg/l y para el SO_4^{2-} , el valor medio es de 19.31 mg/l. Las desviaciones estándar son del orden de 0.43 mg/l y 0.12 mg/l. respectivamente, evidenciando la exactitud y precisión del método analítico para este manantial.

Tabla 3.6 Características obtenidas de los estándares de verificación para el Manantial Coacoyul, n = 15.

	Cl^-	SO_4^{2-}
Numero de valores	15	15
Media	60.16 mg/l	19.31mg/l
Desviación estándar	0.43 mg/l	0.12 mg/l
Coefficiente de variación	0.71%	0.62%

La Tabla 3.7 muestra las características obtenida de los datos de exactitud para el Manantial Dos Arroyos. La media para el Cl^- es de 30.40 mg/l y para el SO_4^{2-}

el valor medio es de 28.86 mg/l. El rango de la desviación estándar es de 0.12 a 0.56 mg/l.

La Tabla 3.7 Características obtenidas de los estándares de verificación para el Manantial Dos Arroyos, n = 15.

	Cl	SO ₄
Numero de valores	16	16
Media	30.40 mg/l	28.86 mg/l
Desviación estándar	0.56 mg/l	0.33 mg/l
Coefficiente de variación	1.84%	1.14%

La Tabla 3.8 muestra las características obtenida de los datos de exactitud para el Manantial Tamarindo presenta coeficiente de variación 0.59 para Cl y 1.86 para SO₄. Mientras que para el Manantial Paso Real los coeficientes de variación son de 0.39 % y 0.27 %, evidenciando la excelente precisión de los resultados.

Tabla 3.8 Características obtenidas de los estándares de verificación para el Manantial Tamarindo, n = 16.

	Cl	SO ₄
Numero de valores	16	16
Media	30.63 mg/l	29.26 mg/l
Desviación estándar	0.18 mg/l	0.55 mg/l
Coefficiente de variación	0.59%	1.86%

Tabla 3.9 Características obtenidas de los estándares de verificación para el Manantial Paso Real, n = 14.

	Cl	SO ₄
Numero de valores	14	14
Media	30.30 mg/l	29.46 mg/l
Desviación estándar	0.12 mg/l	0.08 mg/l
Coefficiente de variación	0.39%	0.27%

III.3.2.3 Exactitud

Las pruebas de exactitud fueron continuamente revisadas, por medio de la comparación con el valor del estándar aceptado como referencia (ST_i) dividido entre el analito recuperado en el ensayo (ST_a) multiplicado por 100 y expresado en porcentaje según la ecuación 3.6. Este valor es tomado como el error analítico del método, y es introducido en las series de tiempo de cada manantial.

$$e = \frac{ST_i}{ST_a} \cdot 100 \quad 3.6)$$

En la Tabla 3.10 se presentan los valores de exactitudes de la estación Coacoyul; para el Cl es de $99.7 \pm 0.7\%$, mientras que para el SO_4 es de $103.6 \pm 0.7\%$. Debido a los errores sistemático existentes en cualquier preparación de soluciones, los valores reales para los estándares de concentraciones Cl (60.00 mg/l) y SO_4 (20.00mg/l) se obtuvieron a partir del promedio de las mediciones dando como resultado $Cl = 60.16\text{mg/l}$ y $SO_4 = 19.31\text{mg/l}$.

Tabla 3.10 Exactitud de estándares de 15 repeticiones para el Manantial Coacoyul. Las dos primeras columnas indican los valores de los estándares medidos en mg/l. Las dos últimas columnas, indican la exactitud con respecto al valor teórico de cada ión.

	Cl	SO ₄	Cl	SO ₄	
	59.88	19.26	100.19	103.84	
	60.30	19.34	99.50	103.41	
	60.10	19.30	99.83	103.63	
	60.08	19.33	99.87	103.45	
	60.18	19.30	99.71	103.64	
	60.29	19.31	99.52	103.57	
	60.59	19.39	99.03	103.14	
	59.86	19.27	100.23	103.80	
	60.75	19.53	98.77	102.39	
	59.04	18.96	101.63	105.47	
	59.88	19.27	100.20	103.78	
	59.87	19.22	100.22	104.04	
	60.62	19.40	98.98	103.12	
	60.52	19.41	99.14	103.06	
	60.46	19.38	99.25	103.23	
Estándar	Cl	SO₄	99.74	103.57	\bar{X}
Real	60.16	19.31	0.72	0.67	s

En la Tabla 3.11 se muestran los valores de exactitudes del Manantial Tamarindo. El valor medio de recuperación en porcentaje para el ión *Cl* es de $97.9 \pm 0.6\%$, mientras que para el *SO₄* es de 102.6 ± 1.9 . En la Tabla 5.13 se presentan los valores de exactitud del ión *Cl* es de $99.9 \pm 0.4\%$, mientras que para el *SO₄* es de $101.8 \pm 0.3\%$.

Debido a los errores sistemáticos existentes en cualquier preparación de soluciones, los valores reales para los estándares de concentraciones *Cl* (30.00 mg/l) y *SO₄* (30.00mg/l) se obtuvieron a partir del promedio de las mediciones dando como resultado *Cl* = 30.63 mg/l y *SO₄* = 29.26 mg/l.

Tabla 3.11 Exactitud de estándares de 16 en el Manantial Tamarindo. Las dos primeras columnas indican los valores de los estándares medidos en mg/l. Las dos últimas columnas, indican la exactitud con respecto al valor teórico presentados en las tres últimas filas.

	Cl	SO₄	Cl	SO₄	
	30.50	29.61	98.35	101.33	
	30.67	29.44	97.83	101.91	
	30.46	29.63	98.49	101.25	
	30.57	29.66	98.15	101.16	
	30.59	29.59	98.06	101.40	
	30.67	29.61	97.83	101.31	
	30.71	29.29	97.70	102.41	
	30.67	29.65	97.83	101.20	
	30.61	29.59	97.99	101.40	
	30.83	29.35	97.30	102.21	
	30.83	29.53	97.31	101.59	
	30.98	29.63	96.84	101.25	
	30.65	28.46	97.90	105.42	
	30.61	28.68	98.01	104.61	
	30.46	28.40	98.48	105.63	
	30.20	28.00	99.34	107.14	
Estándar	Cl	SO₄	97.96	102.58	\bar{X}
Real	30.63	29.26	0.57	1.95	<i>s</i>

En la Tabla 3.12 se muestran los valores de exactitudes de la estación Dos Arroyos. El valor medio de recuperación en porcentaje para el ión *Cl* es de $99.7 \pm 0.7\%$, mientras que para el SO_4^{2-} es de 103.6 ± 0.7 .

Los valores reales para los estándares de concentraciones *Cl* (30.00 mg/l) y SO_4 (30.00mg/l) se obtuvieron a partir del promedio de las mediciones dando como resultado $Cl = 30.63 \text{ mg/l}$ y $\text{SO}_4 = 29.26 \text{ mg/l}$ (Tabla 3.12).

Tabla 3.12 Exactitud de estándares de 15 repeticiones para el Manantial Dos Arroyos. Las dos columnas indican los valores de los estándares medidos en mg/l. Las dos últimas columnas, indican la exactitud con respecto al valor teórico presentados en las tres últimas filas.

	Cl	SO ₄	Cl	SO ₄	
	29.20	28.37	102.73	105.75	
	30.08	28.82	99.74	104.10	
	29.80	28.91	100.68	103.77	
	30.77	29.28	97.49	102.45	
	30.83	29.41	97.31	102.00	
	30.40	29.22	98.69	102.66	
	29.90	28.49	100.33	105.29	
	29.87	28.54	100.45	105.10	
	31.12	29.06	96.39	103.23	
	29.74	28.28	100.88	106.09	
	30.75	28.94	97.55	103.67	
	31.05	29.05	96.61	103.26	
	30.55	28.95	98.21	103.64	
	30.89	29.05	97.13	103.27	
	30.65	28.55	97.88	105.09	
	30.77	28.80	97.50	104.17	
Estándar	Cl	SO₄	98.72	103.97	\bar{X}
Real	30.77	28.86	1.84	1.20	S

En la Tabla 3.13 se muestran los valores de exactitudes del Manantial Paso Real, el valor medio de recuperación en porcentaje para el ión Cl es de $99.017 \pm 040\%$, mientras que para el SO_4^{2-} es de 101.83 ± 028 .

Los valores reales para los estándares de concentraciones Cl (30.00 mg/l) y SO_4 (30.00 mg/l) se obtuvieron a partir del promedio de las mediciones dando como resultado Cl = 30.30 mg/l y $SO_4 = 29.50$ mg/l (Tabla 3.13).

Tabla 3.13 Exactitud de estándares de 14 para el Manantial Paso Real. Las dos primeras columnas indican los valores de los estándares medidos en mg/l. Las dos últimas columnas, indican la exactitud con respecto al valor teórico presentados en las tres últimas filas.

	Cl	SO ₄	Cl	SO ₄	
	30.35	29.53	98.86	101.60	
	30.16	29.52	99.47	101.63	
	30.21	29.49	99.30	101.72	
	30.36	29.37	98.80	102.16	
	30.21	29.56	99.29	101.50	
	30.19	29.42	99.38	101.99	
	30.22	29.49	99.28	101.72	
	30.31	29.30	98.97	102.38	
	30.36	29.33	98.80	102.29	
	30.24	29.54	99.21	101.55	
	30.27	29.50	99.11	101.69	
	30.30	29.48	99.03	101.76	
	30.37	29.51	98.79	101.65	
	30.65	29.44	97.88	101.91	
Estándar Real	Cl	SO₄	99.01	101.83	\bar{X}
	30.30	29.50	0.40	0.28	s

III.3.2.4 Límite de detección

El límite de detección es definido como la concentración mínima que puede ser detectada el instrumento como una señal significativa diferente a un blanco o al nivel de ruido (Miller y Miller 1993).

Para calcular los límites de detección para este trabajo, se utilizó de un total de 7 réplicas de un estándar de concentración de 0.40 mg/l para Cl y SO₄, diferente a los estándares para calibración del equipo (Tabla 3.14). El equipo fue calibrado con cuatro estándares de bajas concentraciones (Tabla 3.14)

Tabla 3.14 Estándares para la determinación del LDM en mg/l.

Anión	STD1	STD2	STD3	STD4
Cl	0.12	0.25	0.50	1.00
SO ₄	0.12	0.25	0.50	1.00

El límite de detección del método esta definido por la ecuación 3.7

$$LDM = (\bar{X}_{blanco}) + (GI)(S_{muestra}) \quad 3.7)$$

Donde: $S_{muestra}$ = Desviación estándar de la muestra

GI = Grados de libertad de las mediciones

\bar{X}_{blanco} = Promedio del Blanco

LDM = Límite de detección del método

Como no existe respuesta cromatográficas para los blancos el primer término de la ecuación es cero. Para los 7 estándares que constituyen los grados de libertad (n-1) se tiene una t-Student para el intervalo de confianza 98 % de 3.14. Los valores de las desviaciones estándar para Cl y SO_4 fueron de 0.02 y 0.04 respectivamente. Por lo que los límites de detección del método para el Cl fue de 0.07 mg/l y para el SO_4 fue de 0.01 mg/l.

IV AGUAS TERMALES EN LA COSTA DEL PACÍFICO DE MÉXICO (99-105.5° LW)

La actividad hidrotermal a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano, abarca los estados de Guerrero, Michoacán, Colima y Jalisco, en una franja de ~30 km paralela a la costa y a la zona epicentral los sismos (Tabla 4.1 y Figura 4.1).

En la Figura 4.1 se presentan los manantiales termales, así como las áreas de ruptura para grandes sismos en la costa Pacífico de México (Modificada de Kostoglodov and Pacheco 1999).

En este trabajo se reportan datos físico-químico e isotópico de los 17 manantiales distribuidos a lo largo de la costa del Pacífico en México; sin profundizar en su origen de las fuentes termales, estos datos tienen la finalidad de dar a conocer los valores de las concentraciones iones mayores así como de boro e isótopos, con la finalidad de compararlos con otros análisis después de que haya ocurrido un sismo de gran magnitud en cualquiera de las zonas de ruptura (Tabla 4.1 y Figura 4.1).

El modelado numérico y las consideraciones para su funcionamiento sólo se realizaron para los manantiales de la Costa de Guerrero en los alrededores de la Ciudad de Acapulco en los manantiales Dos Arroyos, Río Cortés, Tamarindo Coacoyul Agua Caliente y Paso Real marcados con los números del 1 al 6 respectivamente (Tabla 4.1).

Los grupos de manantiales Dos Arroyos(1), Río Cortés (2), Tamarindo (3), Coacoyul (4); Agua Caliente(5) Paso Real (6), Lagunillas (7); La Paz (8); Cuilala (9); Las Juntas (10) fueron muestreados y analizados en noviembre de 2002 (Tabla 4.1).

Los análisis de los manantiales Majahuita (11); Las Tunas o El Salitre (12); Puente de Agua (13); Purificación (14); El Tuito (15) fueron obtenidos de Taran (comunicación personal); y Desembocada (16); Las Palmas (17).de Taran et al., (2002). En la Tabla 4.1 se presenta el balance de electroneutralidad de cada uno de los manantiales, en todos los casos son el balance es \leq del 10%.

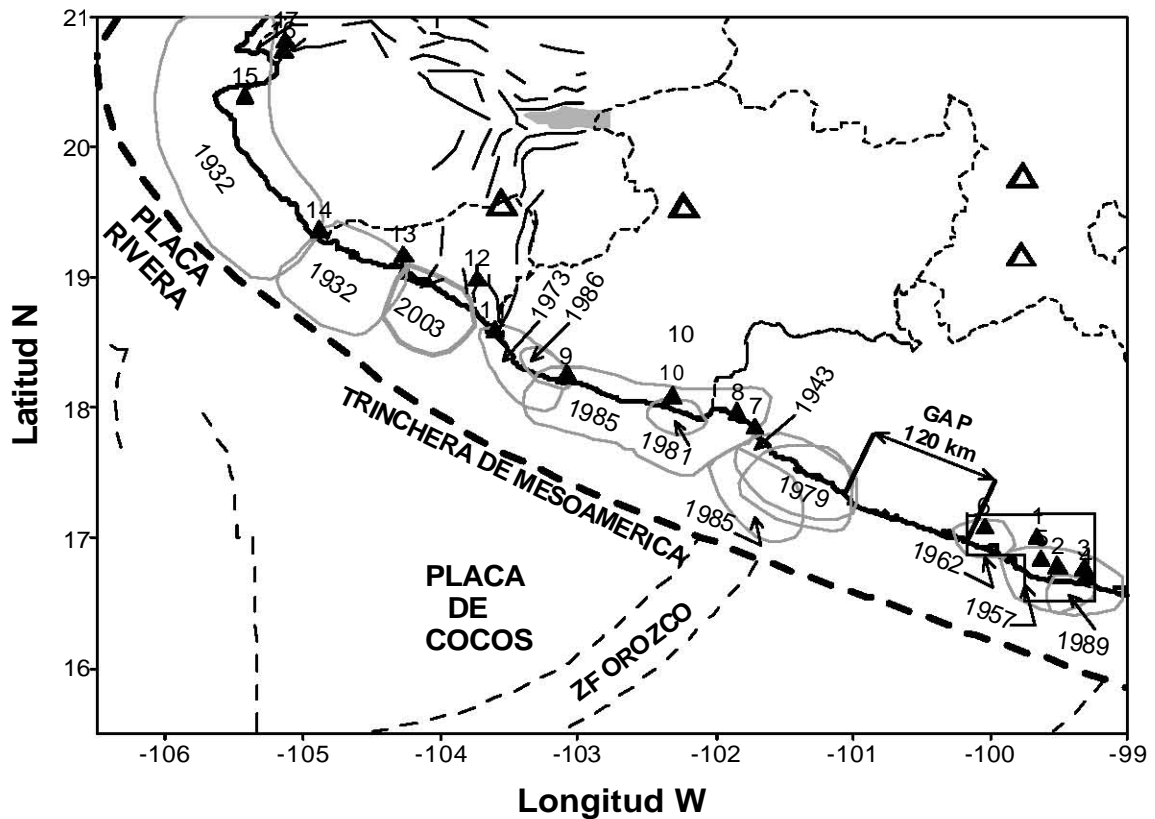


Figura 4.1. Manantiales termales de la costa del Pacífico y zonas de ruptura de grandes sismos (Modificada de Kostoglodov and Pacheco 1999). Los triángulos sin relleno representan volcanes activos. Los manantiales 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7; 8; 9; y 10 fueron muestreados en noviembre de 2002.

La aguas de los 17 manantiales pueden ser divididos en tres grupos, según su composición aniónica (Figura 4.1). Un grupo clorurado donde se encuentran los manantiales Coacoyul (4); Agua Caliente (5), Lagunillas (7); La Paz (8); Majahuitta (11); Las Tunas (12); Puente de Purificación (14); Desembocada (16). Los dos primeros manantiales presentan baja salinidad del orden de < 500 mg/l, mientras que los restantes su salinidad varia de 500 a 28,913 mg/l, las temperaturas varían de 40 °C hasta 77 °C, la temperatura más alta fue medida en el Manantial (14) Purificación (Figura 4.2 y Tabla 4.1).

Otro grupo lo conforman los manantiales Dos Arroyos (1); Río Cortés (2), Paso Real (6), Puente de Agua (13), Las Palmas (17) con aguas de tipo mixto, con salinidad que varía entre 251-628 mg/l, la temperatura mas alta registrada es de 53 °C en el Manantial Las Palmas (17), el cual presenta la segunda más baja salinidad con 250 mg/l después del Manantial (15) El Tuito que tiene valores de 161.6 mg/l (Tabla 4.1).

Tabla 4.1 Composición química (mg/l) e isotópica (‰, V-SMOW) de aguas termales en la costa del Pacífico Mexicano (noviembre 2002); entre 99-106° longitud oeste, se reporta el error de electroneutralidad (Bal); nd = no detectado; na = no analizado.

MANANTIAL	No	T°C	pH	STD	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	B	Bal	dD	d ¹⁸ O
Dos Arroyos	1	41.5	9.2	171.9	37	61	0.7	1.92	0.1	6.6	37.2	21	39.4	3.0	0.6	5.3	-68	-9.6
Río Cortes	2	37.0	8.9	277.7	35	85	1.7	0.8	0.02	33.0	45.0	8	99	5.2	nd	-6.1	-58	-8.6
Tamarindo	3	41.0	9.8	231.8	52	72	1	1.6	0.07	20.7	53.0	39	40.4	4.9	0.6	-8.2	-62	-8.9
Coacoyul	4	42.0	9.9	248.0	56	86	1.1	0.5	0.02	58.0	40.2	31	19.2	10.4	0.9	-6.4	-61	-8.7
Agua Caliente	5	38.0	9.3	326.2	50	107	1.1	5.0	0.29	109.2	53.0	16	30.0	4.8	1.9	-3.9	-65	-9.3
Paso Real	6	38.1	9.9	286.5	50	93	1.1	1.4	0.02	35.0	50.0	38	66.1	5.1	0.12	-5.7	-59	-8.8
Lagunillas	7	43.5	9.0	1887.1	26	331	5.2	267.0	4.80	853.4	15.2	9	401.0	0.9	<0.5	-7.8	-47	-7.4
La Paz	8	36.4	8.8	1196.2	26	241	3.9	148.0	7.30	505.0	16.0	15	249.0	1.1	1.2	-5.6	-51	-7.8
Cuilala	9	58.0	7.4	1482.0	36	305	7.1	175.0	4.80	312.3	37.0	nd	640.0	1.1	<0.5	-0.5	-69	-10.4
Las Juntas	10	34.6	9.2	821.7	29	124	1.8	128.0	2.40	136	25.0	11	393.1	0.5	<0.5	-3.2	-68	-10
Majahuita	11	43.0	7.8	1212.1	nd	334	32.7	133.7	7.90	584.2	92.1	nd	28.0	nd	1.3	10.0	-57	-7.8
Las Tunas	12	46.0	7.6	28913.3	25	6880	132.0	3457.0	6.10	17500	17.0	nd	920.1	1.2	5.6	-3.8	-57	-6.8
Puente de Agua	13	32.0	8.0	628.3	43	90	3.8	73.0	15.00	69.4	137.0	nd	240.0	0.5	nd	-1.8	na	na
Purificación	14	77.0	6.9	19203.1	55	3180	84	3226.0	15.00	12500	26.0	nd	170.2	2.1	6.8	-8.2	-43	-5.5
El Tuito	15	34.0	8.7	161.4	25	49	0.3	1.2	2.40	12.4	92.0	nd	2.0	2.5	nd	8.5	-54	-7.3
Desembocada	16	44.0	8.9	470.3	47	147	2.5	7.2	1.50	215.4	32.0	nd	58.0	7.1	1.1	-8.1	-53	-7.2
Las Palmas	17	53.0	9.4	262.8	52	85	1.0	nd	1.50	47.2	70.0	11	41.2	6.3	0.7	-2.3	-45	-7.8

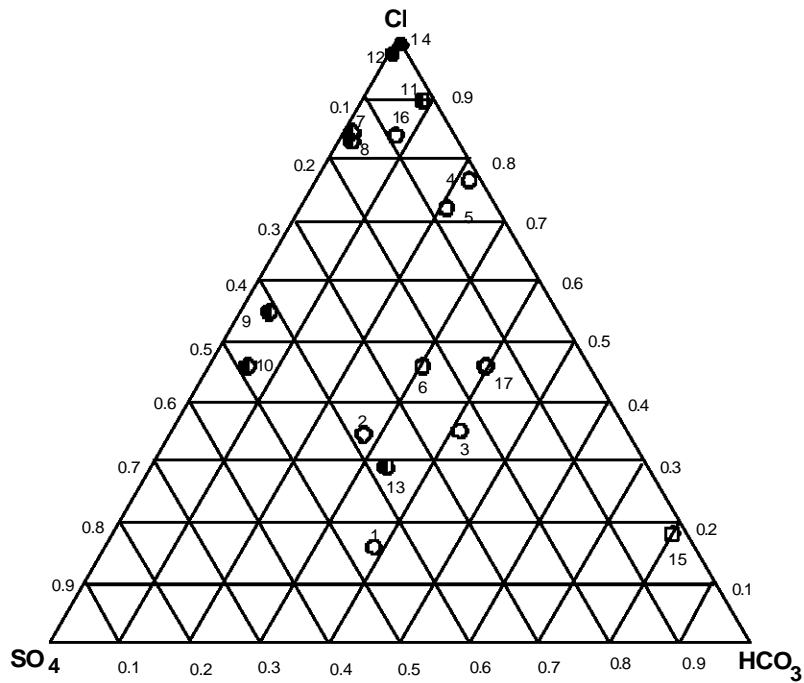


Figura 4.2 Concentraciones relativas de aniones en muestras colectadas a lo largo de la Costa del Pacífico Mexicano. Los círculos vacíos indican STD < a 500 mg/l; los círculos semi-rellenos 630 £ STD £ 1900 mg/l; los círculos rellenos STD > 1900 mg/l.

Dos muestras pertenecientes a los manantiales Cuilala (9) y Las Juntas (10). presentan características cloruradas-sulfatadas, mientras el Manantial El Tuito (15) se comporta principalmente como bicarbonatado, la temperatura de este manantial es de 34 °C, mientras que su salinidad es de 160 mg/l (Figura 4.2 y Tabla 4.1).

Es de hacer notar los altos valores de *F* para los manantiales de La Costa del Estado de Guerrero, con valores entre 3-11 mg/l, así como concentraciones muy bajas en *K*, *Ca*, *Mg*, y valores de temperaturas entre de 37-42 °C (Tabla 4.1).

Una peculiaridad notoria en los manantiales localizados en el Estado de Guerrero cercanos al Puerto de Acapulco es que su *pH* es ~ 10. (P ejem. Manantial Coacoyul *pH* = 9.9). En los manantiales Río Cortés y Agua Caliente los valores de *pH* son de 8.9 y 9.3, respectivamente.

El Manantial Las Palmas presenta un *pH* = 9.4, localizado en las inmediaciones de la Bahía de Banderas, mientras que el Manantial Purificación su *pH* es de 6.9. Esta diferencia en características fisico-químicas evidencian diferentes flujos de agua con trayectorias de tránsito diferentes.

IV.2 Aguas con *pH* alcalino

Existen dos tipos principales de aguas naturales con *pH* \sim 10: Las de lagos y manantiales conocidas como aguas soda y aguas cuya descarga provienen de rocas ultramáficas.

Uno de los ejemplos más espectaculares es el presentado por Cioni et al., (1992), de las aguas soda en los manantiales hirvientes en el Lago Bogoria en el Rift de Kenya, con concentraciones de carbonato total de 15,000 mg/l. Las aguas del mismo Lago tienen 85,000 mg/l de carbonato total. Estas aguas son caracterizadas por tener *pH* \sim 9 en los manantiales y *pH* \sim 10 en el lago. El *pH* de esta aguas está controlado por la hidrólisis de los carbonatos y se asocian con rocas carbonatíticas y basaltos alcalinos (Cioni et al., 1992).

En contraste aguas con *pH* asociadas con rocas ultramáficas usualmente presentan con baja salinidad y baja concentración de carbonatos (Barnes et al., 1978) con valores de *pH* \sim 12, debido a la precipitación de la brucita y la serpentinita (Barnes et al., 1978; Drever 1982).

Recientemente Bruni et al., (2002) reportaron un ejemplo de agua tipo Ca-OH con *pH* = 11.86 en la provincia de Genova, Italia, cuyas aguas descargan se efectúan en rocas ultrabásicas serpentinizadas.

Otro tipo de aguas alcalinas son las llamadas de vertedero; que son aguas de pozos geotermales de alta temperatura que después de perder vapor a presión atmosférica adquieren *pH* \sim 9.6. La pérdida de vapor es acompañada por el incremento de concentración de H_4SiO_4 \sim 1,500 mg/l y su correspondiente cambio en el equilibrio de los carbonatos (Ellis and Mahon 1977; Fournier, 1989)

En la Tabla 4.2 se muestran las características de aguas con alto *pH*. Las concentraciones de los iones mayores son diferentes en todos los casos, en esta tabla se presenta el Manantial Coayoyul, su composición es la más parecida a la reportada en los túneles de Gotthard, Suiza.

Algunos ejemplos de aguas con baja salinidad y alto *pH* lo muestra Hem (1992), en el manantial localizado en el estado de Oregon en Estados Unidos de Norteamérica el cual cuenta con una temperatura de 57 °C y concentración iónica

baja (328 μ S) en agua alojada en rocas cuarzo-monzoníticas, con $pH = 9.4$ (Tabla 4.2).

Tabla 4.2 Composición química (mg/l) de aguas de alto pH. Comparación con aguas de diferente origen. 1- Manantial Coacoyul, estado de Guerrero, México; en granito-granodiorita (en este trabajo). 2 En Idaho, USA; en cuarzo monzonitas (Hem, 1992). 3- Lago Bogoria, Kenya, en rocas volcánicas alcalinas (Cioni et al., 1992). 4- Manantial cercano al lago Bogoria (Cioni et al., 1992). 5-Manantial en Red Mountain, California, en rocas ultrabásicas (Hem, 1985). 6- Manantial en Cazadero, California, USA, en rocas ultrabásicas (Barnes et al., 1978). 7- Tüneles Gotthard, Suiza, en Ortogneiss Venturelli et al., 2003). 8- Pozo Stripa 960m, Suecia, en granitos (Nordstrom et al., 1989); 9 Manantial en la caldera Yellowstone, en rocas volcánicas ácidas (Fournier, 1989). 10- Manantial en la provincia de Genova Italia, en serpentinitas (Bruni et al., 2002).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
T°C	41	57	27.1	96.00	15.6	20	20.7	8.6	93.5	12
PH	9.8	9.4	10.1	9.78	11.8	11.54	9.67	10.06	9.48	11.86
Na	86	72	39300	5980	40.0	19	9.9	218	382	23.7
K	1.1	2.4	547	113	1.1	1.1	0.2	0.44	21	3.1
Ca	0.5	1.3	1.8	0.34	48.0	40	8.4	94	0.9	47.4
Mg	0.02	0.3	1.1	0.21	0.4	0.3	0.00	0.03	0.01	0.02
Cl	58.0	6.5	7460	1350	32.0	63	0.00	460	365	21.2
HCO ₃	40.2	20	85400	12800	0.0	0.0	31	18	306	1.3
SO ₄	20.6	32	144	67	1.4	0.4	14.9	57	100	0.14
F	10.4	16	1350	209	nd	nd	nd	5.3	36	nd
SiO ₂	56	75	378	182	5.2	4.0	8.9	18	366	1.5

Nordstrom et al. (1989) publicó datos en la composición química de agua fría de pozos profundos perforados en el rocas graníticas Stripa Suecia, con STD ~ 1,200 mg/l y $pH = 10.03$ (Tabla 4.2).

Venturelli et al. (2003) definieron aguas “*Na-carbonatadas*” poco profundas frías con $pH = 9.7$ en salmueras alojadas en rocas carbonatadas sedimentario-pelíticas, e incluyeron estas aguas dentro de las diluidas y aguas casi libres de Cl, similares a las analizadas en los Túneles de Gotthard, Suiza (Tabla 3.2).

Las aguas termales del Estado de Guerrero no están asociadas con rocas carbonatíticas, rocas ultrabásica, ni a sistemas hidrotermales de alta temperatura; por lo que pueden constituir un cuarto tipo de aguas con pH alcalino.

V GEOQUÍMICA Y ORIGEN DE LAS AGUAS TERMALES ALREDEDOR DE ACAPULCO, GUERRERO

V.1 Química del agua

Los resultados de la composición del agua de los manantiales cercanos al Puerto de Acapulco (Coacoyul, Tamarindo, Agua Caliente, Río Cortés, Dos Arroyos y Paso Real) se presentan en la Tabla 4.1. El agua de los manantiales Agua Caliente y Coacoyul es del tipo clorurada, como puede observarse en el diagrama ternario de la Figura 5.1. La composición aniónica del manantial El Tamarindo y Río Cortés es de tipo mixto y las aguas del Manantial Dos Arroyos son del tipo bicarbonatado y las aguas del Manantial Paso Real son del tipo sulfatado (Figura 5.1).

La cantidad de sólidos totales disueltos (STD), para el manantial Dos Arroyos es de 171.9 mg/l; mientras que el valor de salinidad más alto registrado es de 326.2 mg/l en el Manantial Agua Caliente (Tabla 4.1).

Las aguas de estos seis manantiales presentan altos contenidos de fluoruro con un máximo de 10.4 mg/l en el Manantial Coacoyul y mínimo en el manantial Dos Arroyos con 3.0 mg/l.

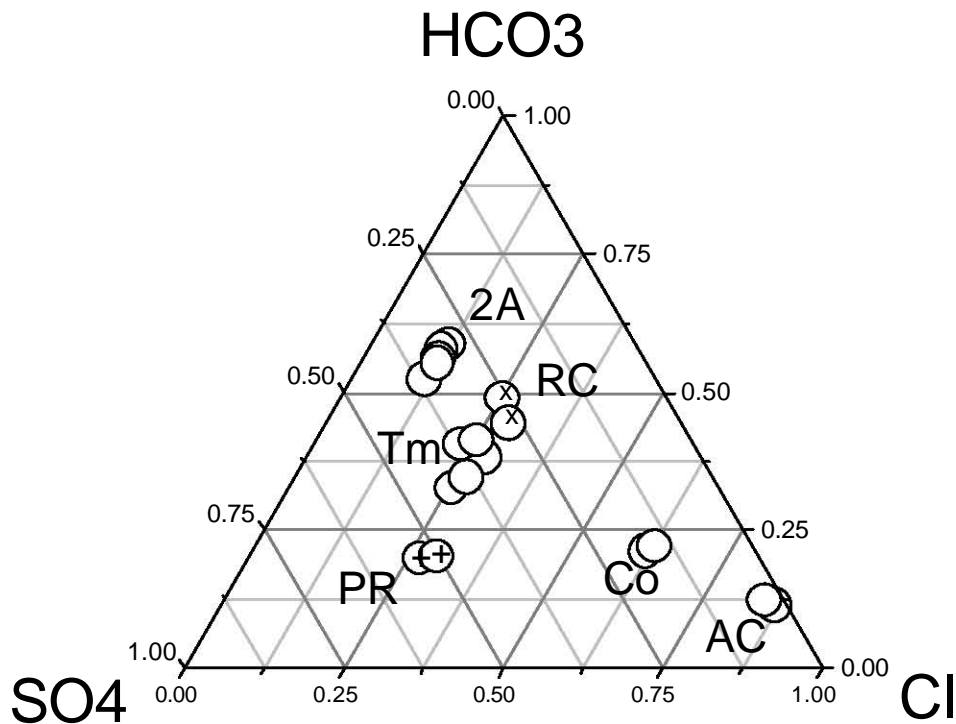


Figura 5.1. Gráfica $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$ de las aguas termales de Guerrero. Las abreviaciones 2A = Dos Arroyos; Tm = Tamarindo; Co = Coacoyul; RC = Río Cortés; AC= Agua Caliente; PR = Paso Real.

Los manantiales Río Cortes, Tamarindo, Paso Real y Agua Caliente tienen valores de fluoruro cercanos a ~5 mg/l.

Existen diversos controles que pueden limitar las concentraciones la disolución del fluoruro en el agua subterránea. En soluciones que contienen cantidades suficientes de calcio, puede haber equilibrio con respecto a la fluorita para 25 °C y una atmósfera de presión. En contraste en soluciones con *pH* alcalino y baja concentración de calcio, el fluoruro puede tener concentraciones desde < 1000 mg/l a 1mg/l. Las fuentes principales del fluoruro son la fluorita (CaF_2), apatita ($Ca_5(Cl, F, OH)(PO_4)_3$); así como la hornblenda y micas, que pueden contener fluoruro el cual puede ser reemplazado por hidroxidos (Hem 1992), de aquí que las altas contenidos de fluoruro se relacionan a las bajas concentraciones del ión calcio.

El ión calcio tiene concentraciones de 0.5 mg/l en el Manantial Coacoyul, hasta 5.0 mg/l en el Manantial Agua Caliente. El catión magnesio tiene concentraciones de 0.1 mg/l, mientras el valor más alto registrado es de 0.29 mg/l en el Manantial Agua Caliente (Tabla 4.1).

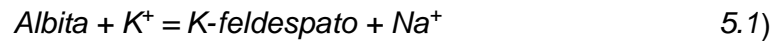
La composición catiónica tiene la particularidad de presentar bajas concentraciones. En el manantial Dos Arroyos la concentración del ión potasio es de 0.7 mg/l; la concentración más alta de este ión fue registrada el manantial Río Cortés con 1.7 mg/l. En los manantiales Tamarindo, Coacoyul Agua Caliente y Paso Real las concentraciones de este catión son ~ 1 mg/l (Tabla 4.1).

El balance con los aniones esta dado principalmente por el *Na* que presenta concentraciones de 107 mg/l en el Manantial Agua Caliente y concentración mínima en el manantial Dos Arroyos hasta con 61 mg/l.

Las concentraciones casi homogéneas de boro en los manantiales Dos Arroyos, Tamarindo, Coacoyul, Agua Caliente y Paso Real, se debe a que *K_p* del boro es $10^{-9.24}$. Lo que significa que su presencia es común en agua con *pH*>9.24, debido a la inestabilidad de las especies poliméricas de hidróxido de boro relacionado con el *pH* de los manantiales (Hem 1992).

El contenido relativo de *Na*, *K*, *Ca* y *Mg* en agua termales en equilibrio termodinámico con un sistema de minerales estables, son constantes a temperatura y salinidad fija. Giggenbach (1988) introdujo el término “agua madura” para estos sistemas que alcanzan equilibrio entre el fluido y la roca. Esta dependencia de temperatura se expresó en forma de geotermómetro, el cual puede ser aplicados para estimar las temperaturas de un sistema termal. En este trabajo se utiliza el geotermómetro de *Na/K* y *K/Mg* de Giggenbach (1988).

El geotermómetro de *Na/K* tiene sus fundamentos en el constante de equilibrio de la reacción:

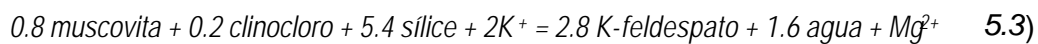


Las temperaturas basadas en *Na/K* son calculadas por medio de la ecuación:

$$T_{Na/K} (\text{°C}) = (1390 / (1.75 + \log(c_{Na}/c_K))) - 273.15 \quad 5.2)$$

La concentración *c* de *Na* y *K*, se expresa en mg/l.

El contenido de *Mg* en aguas termales, depende de la temperatura del sistema. La abundancia en minerales ricos en *Mg*, provenientes de arcilla y clorita, que participan en el equilibrio entre minerales secundarios y el fluido por medio de la ecuación:



El geotermómetro deducido por Giggenbach (1988) que utiliza el cociente *K/Mg*, se expresa por medio de la ecuación:

$$T_{K/Mg} (\text{°C}) = (4410 / (13.95 - \log(c_K^2/c_{Mg}))) - 273.15 \quad 5.4)$$

La concentración *c* de *K* y *Mg*, se expresa en mg/l.

El equilibrio entre el *K* y *Mg* con respecto a los cambios de temperatura, hace que el geotermómetro de *K/Mg* resulte útil; sin embargo, las temperaturas obtenidas con este indicador presentan valores cercanos a las temperaturas de descarga del agua y más bajas que las obtenidas por el geotermómetro de *Na/K*.

Los geotermómetros *Na/K* y *K/Mg* son de gran utilidad en la distinción entre equilibrios y temperaturas del mayor profundidad (*Na/K*) y someros

(K/Mg), además de ser apropiados para las rocas graníticas ricas en el contenido mineral que aportan iones de Na , K y Mg al agua subterránea.

De acuerdo con la clasificación de Giggenbach (1988) que se basa en las relaciones $\log Na/K$ vs $\log K^2/Mg$ (Figura 5.2), las aguas de los manantiales de los alrededores de Acapulco son parcialmente equilibradas con alteraciones hidrotermales profundas de (Na/K) es de 80-110°C, mientras que para el la parte somera (K/Mg) es de (50-80°C). De aquí que se considera que el agua termal de los manantiales alcanzó temperaturas entre 80-100 °C.

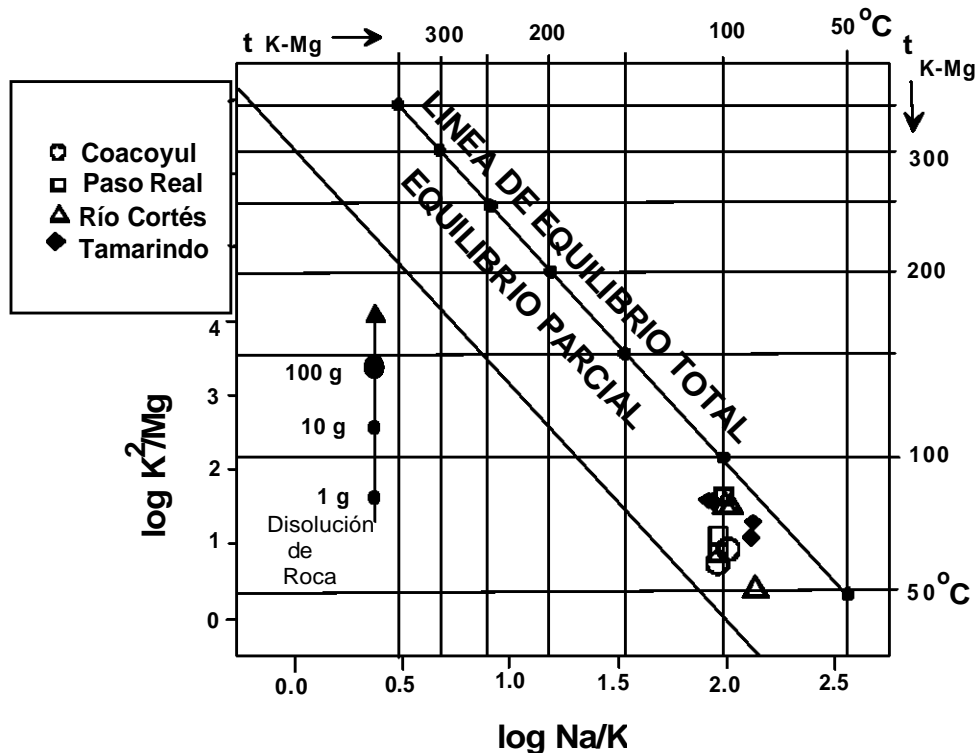


Figura 5.2 Geotermómetros Na/K y K/Mg de los manantiales termales de Guerrero.

En sistemas hidrotermales la utilización de la concentración de SiO_2 como geotermómetro está relacionada con la solubilidad SiO_2 que depende de la temperatura de las diferentes formas (cuarzo, calcedonia, cristobalita-a, cristobalita-b, sílice amorfo). En este trabajo se aplicó el geotermómetro para cuarzo sin pérdida de vapor (Fournier, 1981) según la ecuación:

$$T(^{\circ}C) = (1309 / (5.19 - \log(cSiO_2))) - 273.15 \quad (5.5)$$

La concentración c de SiO_2 esta dada en mg/l.

La Tabla (5.1) muestra valores de temperaturas calculadas con el geotermómetro de cuarzo, las cuales son similares a temperaturas obtenidas con geotermómetro de *Na/K* por lo que se confirma que la última temperatura de equilibrio agua-roca es de ~100 °C.

Tabla 5.1 Cálculo de geotermómetros de SiO₂ y Na/K en °C.

MANANTIAL	TSiO ₂ °C	TNa/K °C
Dos Arroyos	88	104
Río Cortes	86	130
Tamarindo	104	112
Cocoyul	107	108
Agua Caliente	102	99
Paso Real	102	105

V.2 Gases

La composición de los gases es similar para todos los manantiales con excepción a las aguas de Coacoyul, donde aproximadamente 10 vol% de metano está presente (Tabla 5.2). Todos los gases son relativamente ricos en *He*. Los contenidos más bajos de *He* se encuentran en el Manantial Dos Arroyos (228-298 ppm) y los más altos fueron determinados en el Manantial Paso Real (685-920 ppm).

Tabla 5.2 Composición química de gas en manantiales termales de Guerrero. $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ y R_a es la relación atmosférica = 1.39×10^{-6}

Name of spring	Date	T°C	He ppm	H ₂ ppm	N ₂ vol %	O ₂ vol %	Ar vol %	CH ₄ vol %	CO ₂ vol %
Paso Real	10/02	39	920	-	98.1	0.66	1.09	0.05	0.001
Paso Real	12/02	39	685	-	98.4	0.20	1.20	0.11	0.002
Paso Real	06/03	39	890	-	96.5	2.40	0.96	0.10	0.014
Coacoyul	08/01	41	396	38	88.8	0.0	1.26	9.7	0.16
Coacoyul	06/03	42	510	33	87.3	0.0	1.00	11.6	0.004
Tamarindo	08/01	40	250	-	96.8	1.75	1.12	0.12	0.21
Tamarindo	06/03	40	340	-	97.3	1.50	1.06	0.10	0.009
Dos Arroyos	11/02	41	228	10	98.6	0.10	1.14	0.03	0.14
Dos Arroyos	06/03	40	298	-	98.4	0.52	0.96	0.12	0.009
Río Cortés	10/02	37	378	-	98.0	0.68	1.20	0.05	0.01

En la mayoría de los manantiales de Guerrero la composición química de los gases también presenta porcentajes de nitrógeno ~ 98%, excepto para los manantial Coacoyul en donde el N₂ es bajo y presenta alto porcentaje de metano.

Las relaciones N₂/Ar por todos los manantiales son cercanas a los valores atmosféricos del aire de 83.5. Todos los gases son sumamente bajos

en CO_2 ; normalmente su concentración en burbujas es más baja que en el aire (0.034 vol%). El contenido de radón es de 8, 19, 24 y 25 Bq/l para Dos Arroyos, Paso Real, Coacoyul y Tamarindo, respectivamente.

V.3 Isótopos

Las relaciones isotópicas $^3He/^4He$ (Tabla 5.3) son un orden de magnitud más abajo que el valor atmosférico y probablemente son los valores más bajos de $^3He/^4He$ medidos en aguas termales de México (Prasolov et al., 1999; Taran et al., 2002), estos valores corresponden a una proporción significativa 1-2% de He proveniente del manto.

La composición isotópica del carbono del metano en el Manantial el Coacoyul es de -26‰ PDB (Tabla 5.3). El carbono es el cuarto elemento más abundante en el sistema solar y está contenido en materia orgánica, carbonato, grafito, diamante; así como en las formas de CO_2 y CO y en hidrocarburos tales como el CH_4 .

Los precipitados de minerales carbonatados de soluciones de iones de carbón (H_2CO_3 , HCO_3^- y CO_3^{2-}) en equilibrio con el CO_2 de la atmósfera están enriquecidos por $\delta^{13}C$; consecuentemente los carbonatos de las rocas marinas presentan valores de negativos de $\delta^{13}C$ cercanos a 0‰, debido a que el estándar PDB es de carbonatos marinos (Faure1998).

La materia orgánica de sedimentos marinos depositados en la corteza tienen valores de $\delta^{13}C$ entre -25 ‰ (Faure1998).

La composición isotópica del metano formado por la descomposición bacterial bajo condiciones reductoras en el suelo y depositados en sedimentos tienen valores altamente negativos del orden de -80‰ PDB (Faure1998).

En el manantial Coacoyul el crecimiento bacterial no es visible a simple vista, en la salida del manantial no existe suelo ni sedimentos, la descarga del aguas del manantial es directamente sobre rocas graníticas; por lo que se deduce que el origen del metano del Manantial el Coacoyul corresponde a metano termogénico producido por kerógeno proveniente de materia orgánica de alta madurez (Truesdell and Hulston, 1980; Welhan, 1988).

Tabla 5.3 Composición isotópica de He y CH₄ en gases libres en manantiales termales de Guerrero.

Nombre	Fecha Mes/año	³ He/ ⁴ He R/R _a	He/Ne	d ¹³ C CH ₄
Paso Real	10/02			
Paso Real	12/02	0.12	66	
Paso Real	06/03			
Coacoyul	08/01	0.16	21	-26.0
Coacoyul	06/03			-25.9
Tamarindo	08/01	0.21	15	
Tamarindo	06/03			
Dos Arroyos	11/02	0.34	16	
Dos Arroyos	06/03			
Río Cortés	10/02			

La composición isotópica de los manantiales que se encuentran en las cercanías de Acapulco evidencia estrecha relación con el agua meteórica. La Figura 5.3 muestra el comportamiento isotópico de los manantiales termales Dos Arroyos, Paso Real, Tamarindo, Coacoyul, y Agua Caliente (Tabla 4.1).

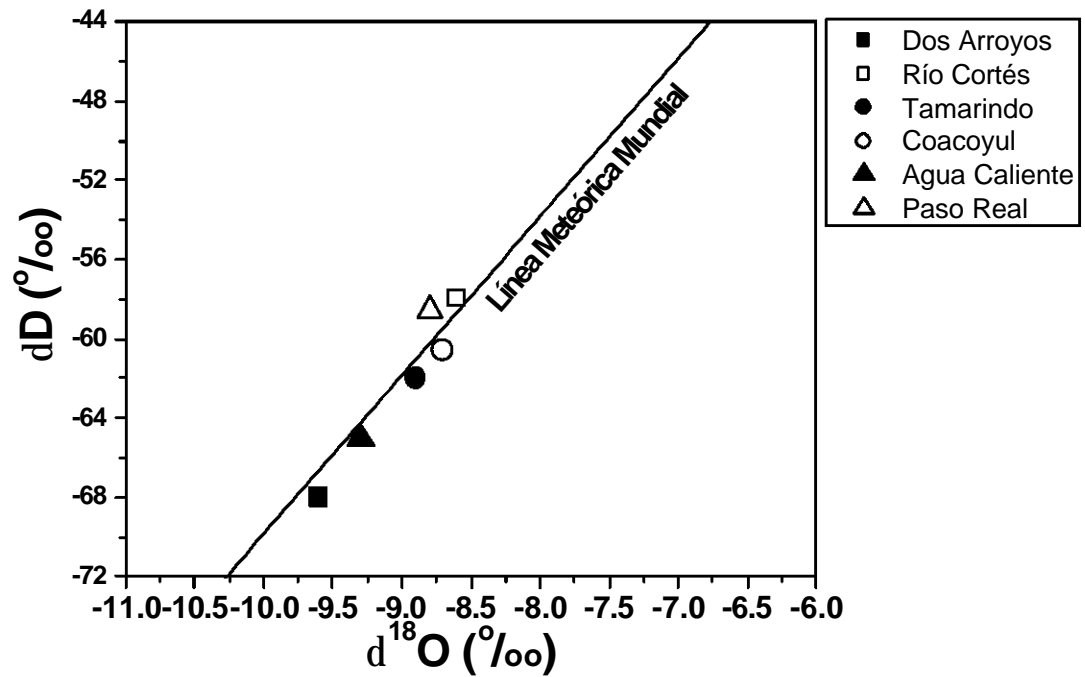


Figura 5.3 Isótopos estables de manantiales termales de Guerrero. Comparación con línea meteórica mundial.

Cortés y Durazo (2001) evidenciaron que la concentración isotópica del $d^{18}O$ de la precipitación en la región montañosa central de México es gobernada por un proceso de enfriamiento orográfico-adiabático de tipo Rayleigh y depende de la elevación topográfica Z (en km sobre el nivel del mar), del sitio donde ocurre; de acuerdo a la ecuación 5.5

$$d^{18}O_{(x,y)} = -2.13Z_{(x,y)} - 3.2 \quad 5.5)$$

Ecuación 5.5 es aplicada para los manantiales Dos Arroyos, Río Cortés, Tamarindo, Coacoyul, Agua Caliente y Paso Real (Tabla 4.1) para conocer las altitudes de la recarga de los manantiales termales; los datos arrojaron altitudes de ~2.5 km. Lo anterior concuerda con la altitudes de la zona de recarga localizada al sur de la Ciudad de Chilpancingo, Guerrero (Sierra Alquitrán).

V.4 Modelado termodinámico de la interacción agua-roca: aguas "termo-gradiente" en cuerpos graníticos fracturados.

Las aguas de los manantiales de la parte central de la costa del Estado de Guerrero pueden ser definidas como aguas "termo-gradientes" calentadas a la profundidad por el gradiente geotérmico.

La temperatura del agua subterránea normalmente están en equilibrio con las rocas encajonantes, por lo que las temperaturas medidas tomadas en manantiales o en pozos reflejan las temperaturas existentes a profundidad, proporcionando información de la profundidad de circulación por medio de la ecuación Ecuación 5.6 (Mazor 1997).

$$P(km) = \frac{t_{medida} - t_{superficie}}{\Delta T} \quad 5.6)$$

Donde: ΔT = Gradiente geotérmico (unidades: °/km)

En general, algunas medidas de temperatura en pozos y minas, revelan incremento en función de la profundidad, de aquí que el gradiente geotérmico, varia de una localidad a otra, siendo el promedio de 30 °C/ km.

De acuerdo con el modelado termomecánico realizado por Manea et al., (2004) en las Costa del Estado de Guerrero, el gradiente geotérmico de 20 °C/km. Este valor es congruente con el rango del gradiente termal de 17.8-20.2 °C/km reportado por Ziagos et al. (1985).

Considerando los geotermómetros aplicados en el agua de *Na*, *K* y SiO_2 (Tabla 5.1) evidencian que las aguas subterráneas de los manantiales termales de Guerrero pueden haber alcanzado 100 °C.

Al aplicar la ecuación 5.6 con el gradiente geotérmico de la región (20 °C/km) y la temperatura obtenida por medio de los geotermómetros de *Na*, *K* y SiO_2 (100 °C) y considerar la temperatura media ambiental (24 °C) se obtiene que la profundidad de circulación del agua en los manantiales cercanos al Puerto de Acapulco es de ~4 km.

La altitud de los manantiales (200 msnm) con respecto a la altitud de recarga calculada por la Ecuación 5.5 (2,500 msnm) hace suponer que la circulación del agua de los manantiales Dos Arroyos, Río Cortés, Tamarindo Coacoyul y Agua Caliente pueden llegar a descender ~1, 500 m por debajo del nivel del mar cerca de la isoterma 100 °C (Figura 5.4).

En la Figura 5.4 muestra un esquema de una sección geológica perpendicular a la Costa Estado de Guerrero, la sección guarda la proporción del comportamiento a profundidad de la geometría de la interfase estimada del modelo de gravedad (Kostoglodov et al., 1996), y al modelo numérico de distribución de temperatura para la parte central de Guerrero (Manea et al., 2004). La escala por encima del nivel del mar se ha exagerado con la finalidad de mostrar el modelo de circulación del agua subterránea en los manantiales de los alrededores de la ciudad de Acapulco Guerrero. El modelo se ajusta al de una celda convectiva que en este caso comienza con la recarga de agua de lluvia, que al infiltrarse alcanza profundidad ~ 3.8 km y temperatura de ~100°C, posteriormente asciende a la superficie a través de fracturas en los manantiales Dos Arroyos, Río Cortés, Tamarindo, Coacoyul, Agua Caliente y Paso Real manantiales con temperatura de ~40°C. Por su origen a las aguas de estos manantiales puede llamárseles “termo-gradientes”.

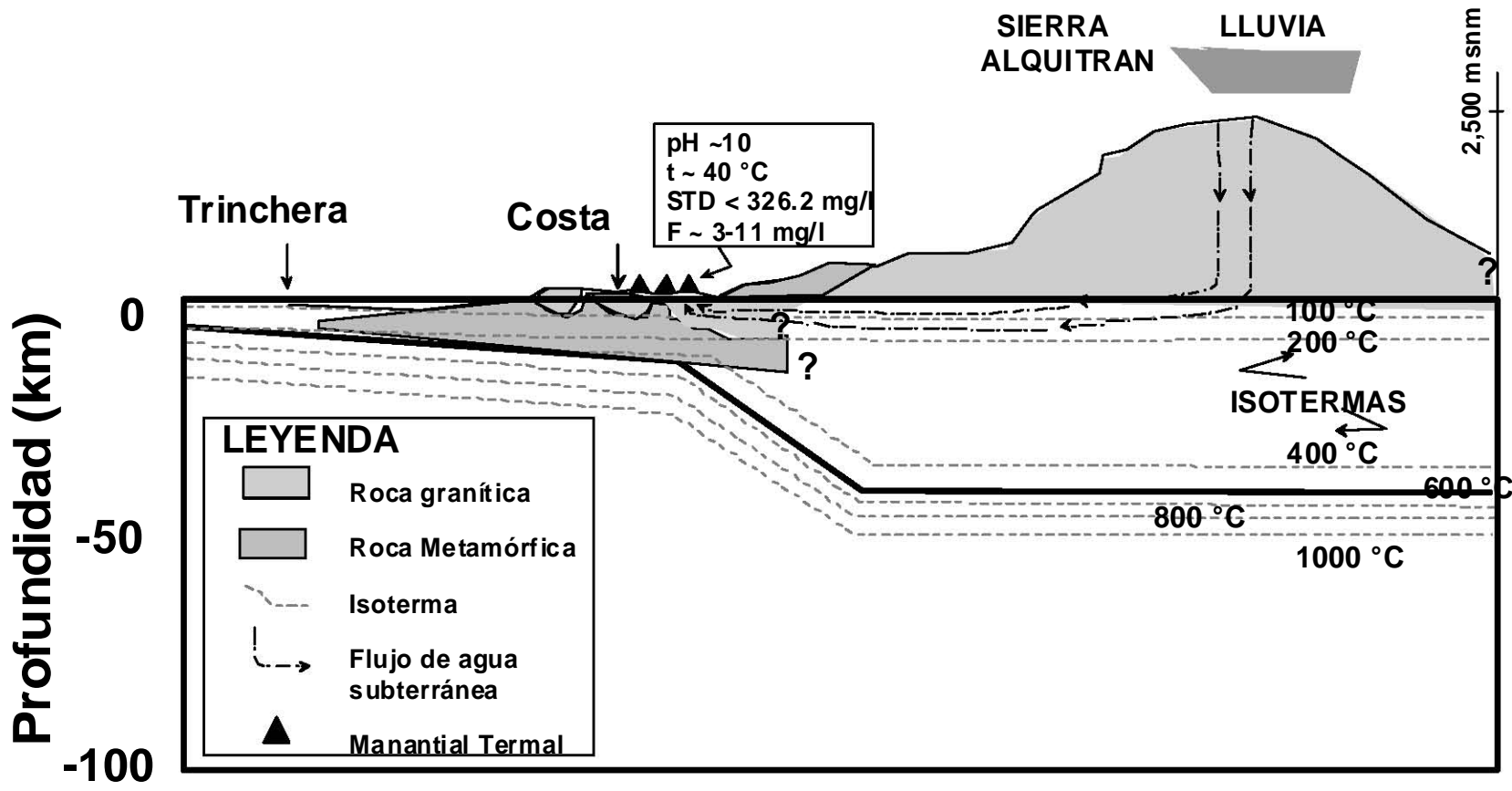


Figura 5.4 Esquema de sección geológica perpendicular a la costa de Gureero. Se muestra el funcionamiento de las aguas termo-gradientes en los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos, Agua Caliente, Río Cortés y Paso Real. La sección guarda la proporción del comportamiento a profundidad de la geometría estimada del modelo de gravedad por Kostoglodov et al., (1996) y del modelo numérico de distribución de temperatura para la parte central de Guerrero (Manea et al., 2004). La escala por encima del nivel del mar se ha exagerado.

Se utilizó el programa computacional CHILLER (Reed and Spycher, 1984), en el cual se puede hacer reaccionar la composición de la roca y el equilibrio de minerales secundarios correspondientes (Anexo 1), en función de cada paso de temperatura y de las reacciones agua-roca (a/r).

Grichuk (2000) discutió en detalle los métodos existentes del modelado numérico de interacción agua-roca, sus ventajas, desventajas y limitaciones. El autor mostró que para altas temperaturas (150-350°C), el primer volumen de agua pasada a través de un reactor no isotérmico llenado con roca fresca deja un conjunto de minerales secundarios que pueden ser considerados como representantes del sistema entero. En el modelo de agua termo-gradiente el lote de agua (1 kg) pasa a través de 13 reactores (Figura 5.5) con disolución de una porción de granito en cada reactor (Ver Anexo 1). Este modelo es similar al Bowers and Taylor (1985) y Grichuk and Borisov (1983).

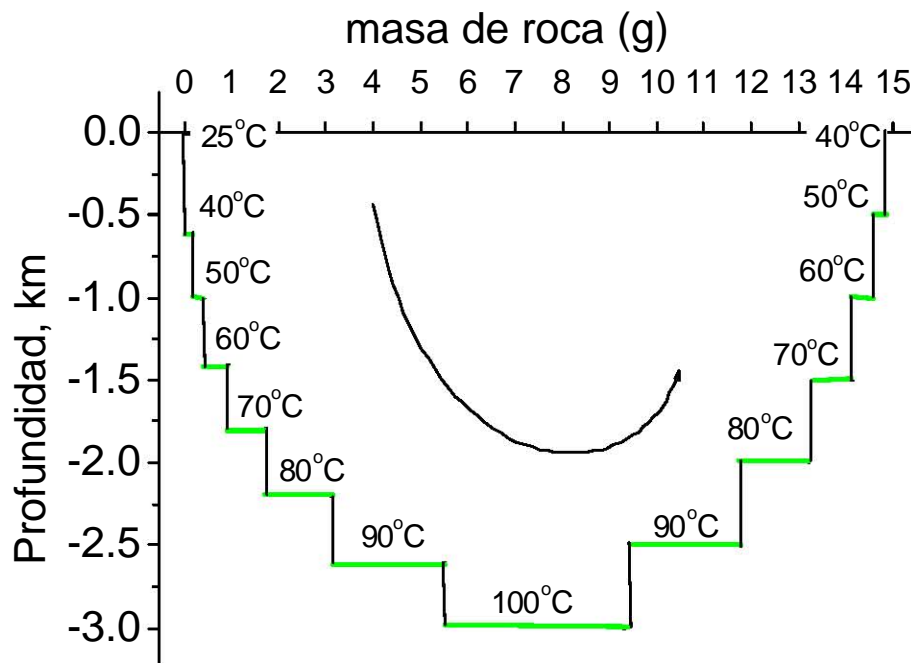


Figura 5.5 Cantidad de roca que reacciona con la temperatura, el modelo comienza en la superficie con agua de lluvia que se infiltra y a profundidad alcanza un a temperatura de 100 °C, posteriormente asciende a la superficie con temperatura de 40 °C.

La composición química de la roca granítica se muestran en Tabla 5.4 tomada de Schaaf (1990). Las concentraciones de *F* y *Cl* fueron de 0.067 y 0.013 wt%, respectivamente del promedio que presentan los granitos de Norteamérica (Christiansen and Lee 1986). El contenido de azufre total fue de 0.03 wt% y 0.05 wt% (Ishihara and Terashima, 1989) para el carbono proveniente del carbonato del CO_2 (Tabla 5.3). Se consideraron concentraciones iniciales de HCO_3 proveniente del agua meteórica del orden de 25-50 mg/l.

El flujo descendente es dividido en 7 pasos, con temperatura inicial de 25°C hasta alcanzar 100°C y en seis pasos ascendentes hasta alcanzar una temperatura de 40°C (Figura 5.5). El cálculo se basa en la estimación de la tasa promedio de reacción de disolución de aluminosilicatos (Wood and Walter, 1983). La totalidad del *F* de los granitos en el experimento numérico se disuelve en agua y se requiere disolver 10 a 15 g de granito con 0.067 wt% de *F* en 1 kg de agua libre de *F*, para obtener los contenidos de *F* en los manantiales termales de Guerrero (5-11 mg/l).

Tabla 5.4 Composición de roca y de agua utilizada para la simulación numérica de interacción agua-roca. La composición del granito fue tomada de Schaaf (1990). Las concentraciones de los volátiles fueron tomadas del promedio de los granitos locales (Schaaf 1990). La composición del agua de lluvia fue tomada de Drever (1982).

Granito		Agua de lluvia	
Oxido	W %	Especie	mg/l
SiO ₂	73.21	pH	7.0
Al ₂ O ₃	13.67	Na	6.8
Fe ₂ O ₃	0.74	K	1.9
FeO	1.61	Ca	11.0
MgO	0.56	Mg	3.1
CaO	3.42	Cl	10.8
Na ₂ O	4.09	HCO ₃	50
K ₂ O	1.36	SO ₄	2.1
CO ₂	0.05	F	0.1
S	0.03		
F	0.07		
Cl	0.013		
C red	0.03		

V.5 Resultados del modelado numérico en aguas termales

La composición química del agua inicialmente libre de oxígeno, su pH y las cantidades relativas de minerales secundarios depositadas se muestran en las figuras 5.5 y 5.6 como una función de la cantidad de roca en reacción. Se agregó 0.03 wt% de carbono del granito primario (Tabla 5.4) para ajustar la composición de gas calculado en la reacción a la composición de gas medido del Manantial Coacoyul, el cual presenta alto contenido en CH_4 (10-12 vol% de CH_4 , Tabla 5.2).

En la Figura 5.6 se muestran las cantidades relativas de fases sólidas producidas a través de la reacción de 1 kg de agua meteórica libre de oxígeno con granito a lo largo de una celda convectiva. Se hace ésta consideración debido a que el oxígeno es consumido por la acción biológica en los primeros metros de suelo, además la profundidad de circulación del agua calculada es de 3.8 km.

Los mecanismos que controlan el pH de las aguas termales del Estado de Guerrero dependen de la interacción agua-roca granítica y el contenido del CO_2 en etapas iniciales de la disolución de la roca. Cuando las concentraciones de minerales formadores de sodio permanecen suficientemente bajos; se presenta re-cristalización de minerales secundarios (albita, paragonita, y arcillas sódicas). Otro factor que interviene en este proceso es la baja concentración de CO_2 (en un sistema cerrado con respecto al CO_2).

El mineral más abundante es el cuarzo; el que le sigue en abundancia es la laumontita, micas y clorita, respectivamente. Las micas son representadas principalmente por muscovita con una cantidad baja de paragonita y celadonitas después de la reacción de 1.5 g de granito. La clorita es una mezcla casi 1:1 de clinoclorita-14A y dafnita-14A. La caolonita y la piritita aparecen en bajas cantidades al empezar la ruta descendente (Ver Anexo 1).

La microclina aparece sólo en el reactor 90-100°C y la albita es relativamente abundante después de que 2 g de granito han reaccionado con agua.

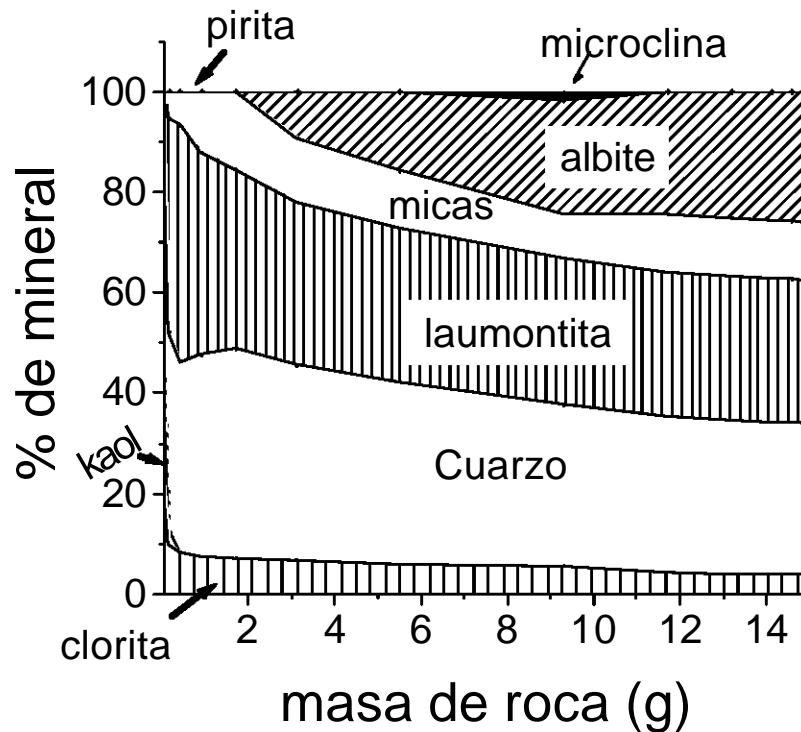


Figura 5.6. Cálculo de la cantidad relativa de minerales secundarios depositados a lo largo del patrón de flujo en función de granito reaccionado.

La composición del agua y la presión parcial de gases disueltos se muestra en figuras 5.7 y 5.8. El agua resultante (modelado de agua de manantial) es esencialmente una solución de Na_2CO_3 con $pH > 10$ y alto contenido de F debido a la baja concentración de Ca que limita la precipitación de fluorita (CaF_2). Como se mencionó anteriormente, la concentración final de F , fue escogida de la proporción de reacción agua-roca.

La solución tiene SO_4 y Cl en concentraciones cercanas a las analizadas para las aguas termales de Guerrero (Tabla 4.1). Las concentraciones de Ca y Mg son sumamente bajas en el modelado y son consecuencia del uso de datos termodinámicos de minerales de arcilla de baja-temperatura.

La composición de gas modelada (Figura 5.8) es cercana a la composición que presenta el Manantial Coacoyul con 10-12% de CH_4 . Esta coincidencia fue lograda por la incorporación de 0.03% de carbono reducido en granito (Ishihara and Terashima, 1989), normalmente, presentes en granitos con material carbonoso disperso como bitúmenes y hojuelas de grafito (ej. el Zieng et al., 2001).

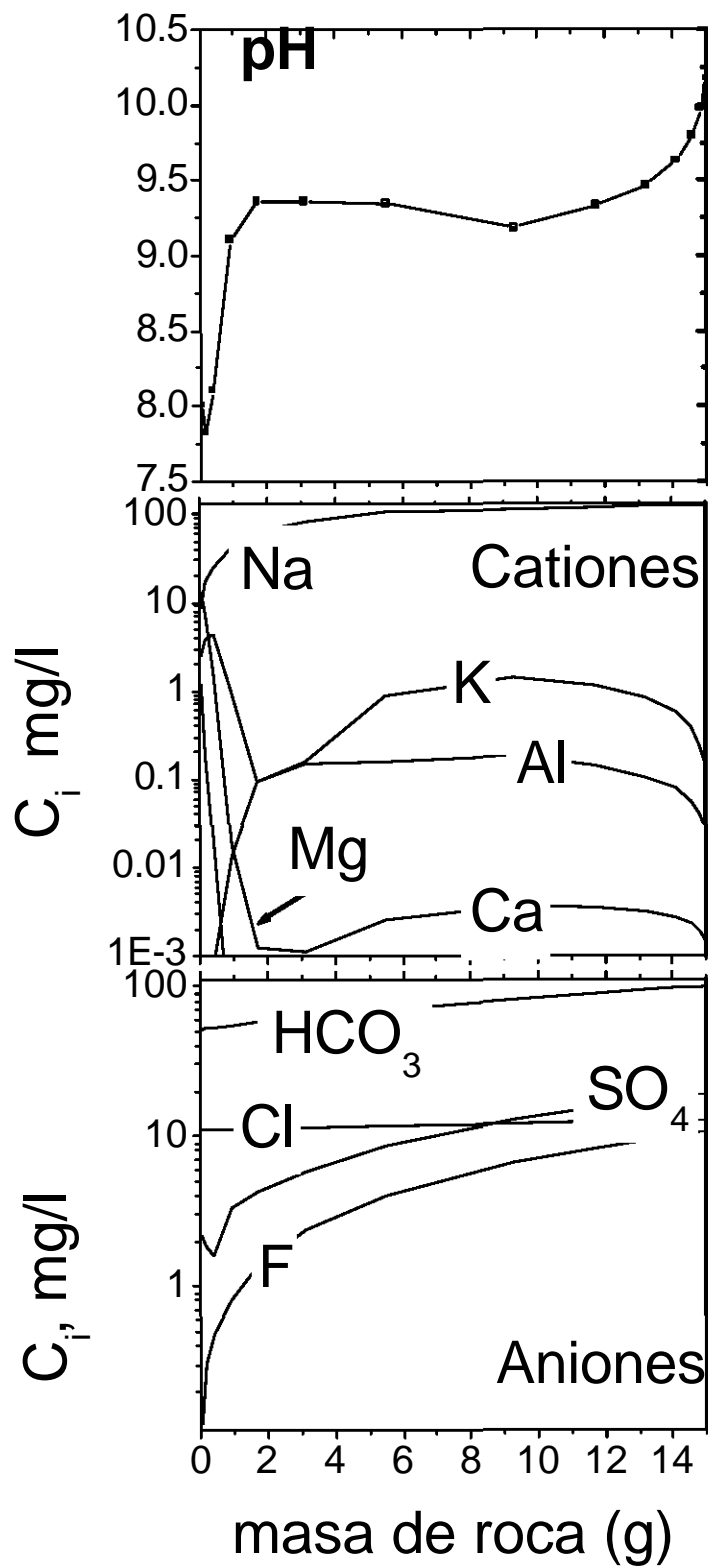


Figura 5.7 Cálculo de la composición química y pH en función de la cantidad de roca granítica en reacción.

La composición isotópica ($d^{13}C = -26\text{‰}$) del metano en el Manantial el Coacoyul sugiere que proviene de materia orgánica madura, la cual presenta enriquecimiento del isótopo ^{13}C (Truesdell and Hulston, 1980; Welhan, 1988).

Esta fuente de materia orgánica madura, puede producir CH_4 con la composición isotópica observada (Deines, 1980). Por lo tanto se sugiere que la fuente de CH_4 en el Manantial el Coacoyul es más bien de material carbonoso de granitos o de roca metamórfica, pero no sedimentos someros ricos en materia orgánica ni de metano producido por bacterias.

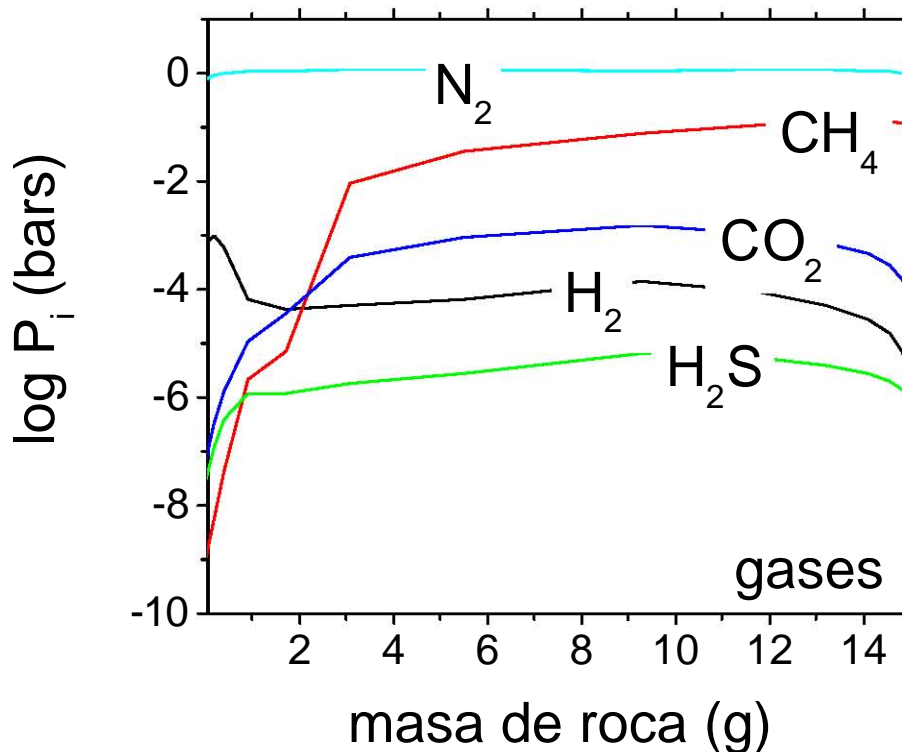


Figura 5.8 Cálculo de la composición de gas (presión parcial de gases disueltos, en función de granito reaccionado).

Los datos presentados y los resultados del modelado numérico muestran que las aguas termales de la costa de Guerrero pueden producirse en un grupo de flujos subterráneos con condiciones similares de circulación de agua meteórica a través de fracturas con interacción de alta proporción agua-granito.

VI RESULTADOS DEL MONITOREO

VI.1 Composición química (Cl, SO₄)

En las tablas 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 se muestran los resultados analíticos y en las figuras 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 se presenta el comportamiento de las variaciones de concentraciones en el tiempo de los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos, y Paso Real, respectivamente. Los valores de los datos abarcan tres aspectos:

- 1) Datos analíticos tomados directamente del los cromatogramas, sin ningún tratamiento, marcados con el símbolo de asterisco (*).
- 2) Datos corregidos por media aritmética marcados con el símbolo arroba (@)
- 3) Datos corregidos por media ponderada marcados con el símbolo número (#).

En la corrección de la media aritmética se utilizó un estándar de verificación, distinto a los estándares de calibración (tablas 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4); el cual se analiza antes de empezar los análisis y después de máximo cada ocho muestras. Los resultados de los dos estándares se promedian, para obtener el incremento inter-estándar (Ecuación 6.1). El valor corregido de la concentración es la suma algebraica de cada uno de los valores obtenidos más el incremento del estándar en cada intervalo (ecuación 6.2).

$$\Delta E = \frac{V_{Ei} + V_{Ej}}{2} \quad 6.1)$$

$$V_{IonCorr} = V_{Ionmedido} + \Delta E \quad 6.2)$$

Donde: V_{Ei} = Estándar de verificación inicial
 V_{Ej} = Estándar de verificación final
 ΔE = Incremento interestándar
 $V_{Ionmedido}$ = Valor del ión medido
 $V_{Ioncorr}$ = Valor del ión corregido

La introducción del estándar de verificación cada n muestras (máximo ocho muestras), permite conocer la estabilidad del cromatógrafo con respecto a las condiciones no controladas en el laboratorio (variaciones de corriente y temperatura ambiente) en el momento del análisis. Si la recuperación del

estándar de verificación es mayor del 10%, se evidencia que el sistema fue modificado; por lo tanto, se reconoce en que momento se debe hacer una nueva calibración.

En los resultados corregidos por media ponderada se utilizó la misma forma de verificar la estabilidad del equipo, por medio de analizar un estándar al inicio y uno al final de la corrida. Para esta corrección, en la primera muestra el error es el resultado del cociente del valor real del estándar de verificación entre el valor medido (ΔE_p = incremento interestándar ponderado).

$$\Delta E_p = \frac{\Delta_{E_i}}{\Delta_{E_j}} \quad 6.3)$$

En esta corrección se considera que el error se distribuye proporcionalmente en cada una de las muestras analizadas y cambia conforme avanza el tiempo del análisis entre los estándares, por lo que se le asigna un error proporcional al número de muestras analizada (n), que será multiplicado por el valor de error del incremento interestándar ponderado ($Error_{IP}$):

$$Error_{IP} = \frac{V_{E_i} + V_{E_j}}{n} \quad 6.4)$$

La primera corrección ponderada es igual a ΔE_p :

$$V_{PondCorr} = V_{Ionmedido} + \Delta E_p \quad 6.5)$$

Los subsiguientes valores corregidos de la forma generalizada serán:

$$V_{IonCorr} = V_{Ionmedido} * \Delta E_p - Error_{IP} * n + 1 \quad 6.6)$$

Esta corrección se aplicó a todas las muestras analizadas entre dos estándares medidos.

VI.1.1 Manantial Coacoyul

La Tabla 6.1, muestra las características obtenidas de los datos analíticos (*), y los datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#). Los datos no presentan variaciones significativas, ya que los valores estadísticos de desviación son muy cercanos, sin que existan valores de dispersión importante (Tabla 6.1a y Figura 6.1).

Tabla 6.1 Datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#) del Manantial Coacoyul en mg/l.

Manantial	Fecha	Día	Cl*	SO4*	Cl@	SO4@	Cl#	SO4#
Estándar de verificación			59.88	19.26				
Coac	16-Oct-02	1	58.13	19.40	58.04	20.09	58.19	20.13
Coac	23-Oct-02	8	58.30	19.40	58.21	20.09	58.32	20.12
Coac	30-Oct-02	15	59.03	18.99	58.94	19.69	58.99	19.69
Coac	06-Nov-02	22	59.52	19.82	59.43	20.52	59.43	20.54
Coac	13-Nov-02	29	58.07	18.94	57.98	19.64	57.94	19.61
Coac	20-Nov-02	36	58.15	19.05	57.66	19.66	57.70	19.66
Coac	27-Nov-02	43	59.37	18.85	59.27	19.55	59.07	19.49
Estándar de verificación			60.30	19.34				
Coac	30-Nov-02	44	58.20	18.66	58.00	19.34	57.91	19.30
Coac	04-Dic-02	46	59.07	18.76	58.87	19.44	58.81	19.41
Coac	11-Dic-02	50	58.22	19.27	58.02	19.95	57.98	19.94
Coac	18-Dic-02	57	59.73	19.14	59.53	19.82	59.52	19.81
Coac	21-Dic-02	64	59.05	18.63	58.85	19.31	58.87	19.28
Coac	25-Dic-02	71	59.15	18.80	58.95	19.48	58.99	19.47
Coac	01-Ene-03	78	59.10	18.66	58.90	19.34	59.00	19.33
Estándar de verificación			60.10	19.30				
Coac	08-Ene-03	79	59.86	18.44	59.77	19.12	59.76	19.10
Coac	15-Ene-03	85	58.76	18.52	58.67	19.20	58.66	19.20
Coac	22-Ene-03	92	58.99	18.57	58.90	19.25	58.89	19.25
Coac	29-Ene-03	99	59.42	18.67	59.33	19.36	59.32	19.36
Coac	05-Feb-03	106	59.37	18.63	59.28	19.32	59.26	19.33
Coac	13-Feb-03	113	58.41	18.76	58.32	19.44	58.30	19.46
Coac	19-Feb-03	121	58.51	18.47	58.42	19.15	58.43	19.11
Estándar de verificación			60.08	19.33				
Coac	25-Feb-03	133	58.82	18.55	58.69	19.24	58.74	19.19
Coac	26-Feb-03	134	58.29	18.41	58.16	19.09	58.19	19.05
Coac	05-Mar-03	141	58.66	18.63	58.53	19.32	58.56	19.29
Coac	12-Mar-03	148	57.96	18.45	57.83	19.13	57.84	19.10
Coac	19-Mar-03	155	58.12	18.52	57.99	19.20	57.99	19.18
Coac	26-Mar-03	162	58.61	18.45	58.48	19.13	58.47	19.11
Coac	01-Abr-03	168	58.22	18.48	58.09	19.16	58.05	19.15
Estándar de verificación			60.18	19.30				
Coac	02-Abr-03	169	58.41	18.50	58.18	19.19	58.24	19.17
Coac	09-Abr-03	176	58.16	18.44	57.92	19.14	57.97	19.11
Coac	16-Abr-03	183	58.56	18.45	58.33	19.15	58.36	19.12
Coac	23-Abr-03	190	58.65	18.53	58.41	19.23	58.43	19.20
Coac	30-Abr-03	197	59.15	18.73	58.91	19.43	58.91	19.41
Coac	07-May-03	204	58.71	18.50	58.48	19.20	58.46	19.16
Coac	14-May-03	211	58.37	18.41	58.13	19.10	58.08	19.06
Estándar de verificación			60.29	19.31				
Coac	21-May-03	218	57.58	18.19	57.14	18.84	57.30	18.84
Coac	28-May-03	225	58.58	18.54	58.14	19.19	58.26	19.19
Coac	02-Jun-03	226	58.46	18.51	58.02	19.15	58.09	19.14

Coac	04-Jun-03	230	58.03	18.49	57.59	19.13	57.63	19.11
Coac	11-Jun-03	232	58.78	18.70	58.34	19.34	58.33	19.32
Coac	18-Jun-03	239	58.71	18.51	58.27	19.16	58.23	19.11
Coac	25-Jun-03	246	58.81	18.90	58.37	19.55	58.24	19.49
Estándar de verificación			59.86	19.27				
Coac	02-Jul-03	253	57.41	18.19	57.11	18.79	57.54	18.88
Coac	09-Jul-03	260	57.75	18.42	57.44	19.02	57.76	19.08
Coac	16-Jul-03	261	57.92	18.51	57.61	19.11	57.81	19.14
Coac	17-Jul-03	267	58.30	18.67	58.00	19.27	58.07	19.27
Coac	23-Jul-03	274	58.76	18.68	58.46	19.28	58.41	19.24
Coac	30-Jul-03	281	60.18	19.16	59.88	19.76	59.69	19.70
Coac	06-Ago-03	288	58.09	18.44	57.78	19.04	57.37	18.88
Estándar de verificación			60.75	19.53				
Coac	13-Ago-03	295	58.45	18.57	58.56	19.32	57.73	19.02
Coac	20-Ago-03	302	58.19	18.60	58.30	19.35	57.71	19.12
Coac	27-Ago-03	309	57.92	18.48	58.03	19.23	57.68	19.09
Coac	03-Sep-03	316	58.63	18.51	58.74	19.26	58.63	19.19
Coac	10-Sep-03	323	57.83	18.35	57.94	19.10	58.07	19.11
Coac	17-Sep-03	330	58.98	18.83	59.09	19.59	59.46	19.70
Coac	18-Sep-03	337	58.10	18.46	57.61	19.07	57.63	19.05
Coac	08-Oct-03	338	58.51	18.04	58.62	18.79	59.47	19.02
Estándar de verificación			59.04	18.96				
Coac	15-Oct-03	358	58.70	18.47	59.24	19.35	59.66	19.48
Coac	22-Oct-03	365	58.50	18.69	59.04	19.57	59.34	19.66
Coac	29-Oct-03	372	58.45	18.38	58.99	19.27	59.16	19.30
Coac	5-Nov-03	379	58.55	18.55	59.09	19.44	59.15	19.43
Coac	12-Nov-03	386	58.52	18.48	59.06	19.37	58.99	19.31
Coac	19-Nov-03	393	57.56	18.17	58.10	19.06	57.91	18.95
Coac	26-Nov-03	400	58.44	18.70	58.98	19.59	58.56	19.41
Estándar de verificación			59.87	19.22				
Coac	3-Dec-03	407	58.35	18.39	58.11	19.08	58.48	19.13
Coac	10-Dec-03	414	56.89	18.04	56.65	18.73	56.90	18.74
Coac	13-Dic-03	421	58.09	18.22	57.60	18.83	57.63	18.55
Coac	17-Dic-03	428	58.06	18.46	57.81	19.15	57.94	19.14
Coac	24-Dic-03	435	58.44	18.42	58.19	19.11	58.20	19.07
Coac	31-Dic-03	442	58.39	18.52	58.14	19.21	58.03	19.15
Coac	07-Ene-04	449	57.99	18.71	57.74	19.40	57.39	19.29
Estándar de verificación			60.62	19.40				
Coac	14-Ene-04	456	58.21	18.60	57.64	19.20	57.61	19.18
Coac	21-Ene-04	463	58.03	18.74	57.46	19.34	57.45	19.32
Coac	28-Ene-04	470	57.82	18.23	57.25	18.83	57.26	18.80
Coac	04-Feb-04	477	57.98	18.49	57.41	19.08	57.43	19.06
Coac	11-Feb-04	484	57.74	18.44	57.17	19.04	57.21	19.01
Coac	18-Feb-04	491	57.54	18.39	56.97	18.98	57.05	18.95
Estándar de verificación			60.52	19.41				
Coac	25-Feb-04	498	55.65	17.58	55.17	18.19	55.17	18.12
Coac	03-Mar-04	505	57.45	18.17	56.96	18.78	56.96	18.73
Coac	07-Mar-04	509	56.80	17.99	56.31	18.60	56.33	18.55
Estándar de verificación			60.46	19.38				

Tabla 6.1a Comparación de características obtenidas de datos en mg/l de datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@), datos corregidos por media ponderada (#) del Manantial Coacoyul. Los coeficientes de variación están en porcentaje.

Coacoyul *	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	81	81
Media	58.39	18.59
Desviación estándar	0.67	0.32
Coeficiente de variación	1.14	1.72

Coacoyul @	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	81	81
Media	58.22	19.26
Desviación estándar	0.79	0.34
Coeficiente de variación	1.35	1.76

Coacoyul #	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	81	81
Media	58.23	19.24
Desviación estándar	0.80	0.35
Coeficiente de variación	1.37	1.81

Las variaciones de los análisis corresponden a la exactitud que es de 4% para sulfatos y del 1% para cloruros (Ver apartado V.2.3). Se concluye que las variaciones no son significativas por lo que es posible trabajar con cualquiera de los tres conjuntos de datos (Figura 6.1 a).

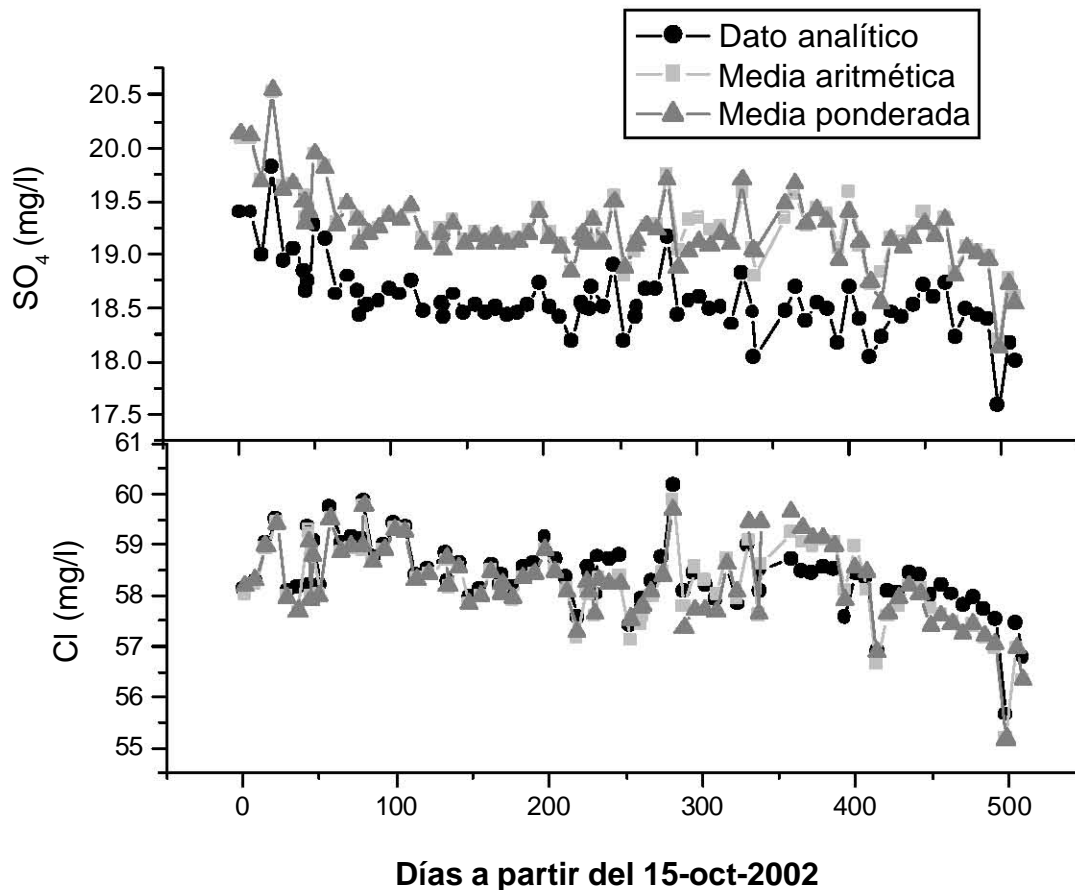


Figura 6.1 Serie de tiempo de los iones cloruro y sulfato del Manantial Coacoyul en mg/l de datos analíticos (círculos), datos corregidos por media (cuadrados), datos corregidos por media ponderada (triángulos).

En la Figura 6.1a se presenta el comportamiento de los datos analíticos de cloruro y sulfato las líneas punteadas indican el nivel de $2s$, donde s es la desviación estándar calculada del conjunto de datos.

La Figura 6.1a muestra que no existe influencia de mezcla de flujos locales (lluvia) con las variaciones de los iones medidos en el manantial. Los cambios de las concentraciones en cloruro y sulfato no son significativas y se encuentran dentro del rango de $2s$, además se muestra la exactitud del método, que para el ión sulfato es similar al valor de las variaciones, mientras que para el cloruro el valor es del orden de tres veces menor que el valor de las variaciones del conjunto de datos.

Se concluye que no existen anomalías identificables relacionadas con precursores o cambios co-sísmicos en el Manantial Coacoyul, dado que las variaciones se encuentran entre el rango son 2s, con respecto a la desviación estándar del conjunto de datos (Figura 6.1a).

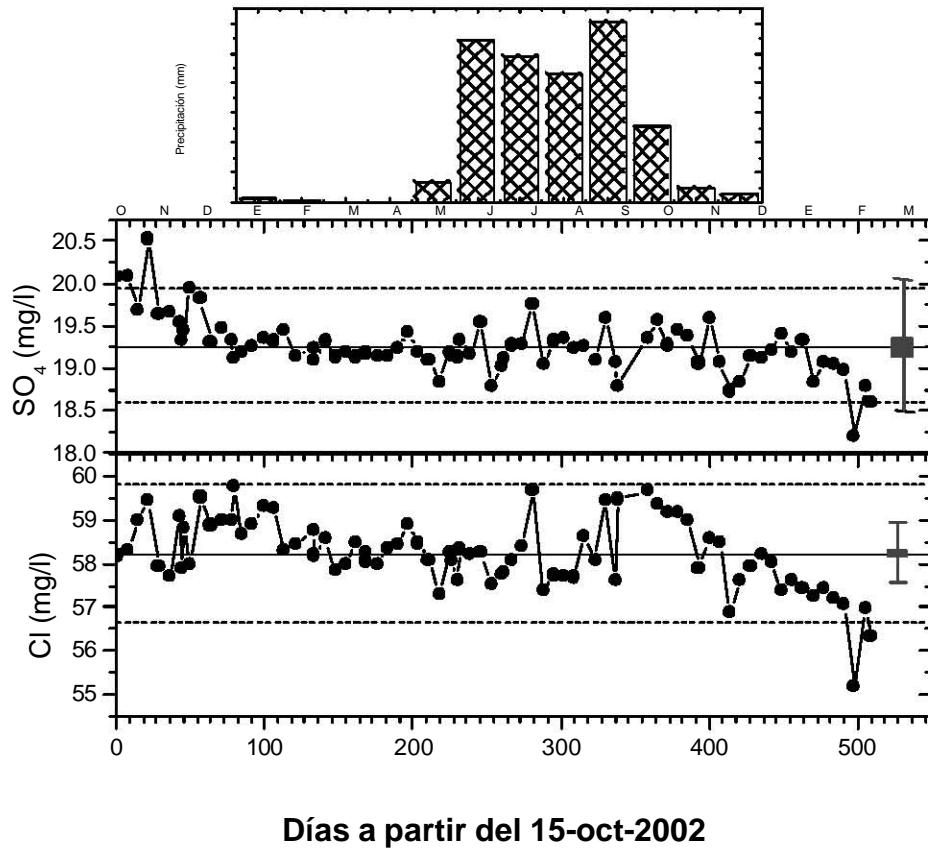


Figura 6.1a Serie de tiempo de los iones cloruro y sulfato del Manantial Coacoyul en mg/l de datos analíticos. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud s del método.

VI.1.2 Manantial Tamarindo

La Tabla 6.2, muestra las características obtenidas de los datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#). Los datos no presentan variaciones significativas, ya que los valores estadísticos de desviación son muy cercanos, sin que existan valores de dispersión importante (Tabla 6.2a y Figura 6.2).

Tabla 6.2 Datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#) del Manantial Tamarindo en mg/l.

Manantial	Fecha	Día	Cl*	SO4*	Cl@	SO4@	Cl#	S04#
Estándar de verificación			30.50	29.61				
Tama	16-Oct-02	1	20.53	39.91	19.94	40.39	20.19	40.45
Tama	23-Oct-02	8	20.86	40.60	20.28	41.08	20.50	41.17
Tama	30-Oct-02	15	20.74	40.02	20.15	40.50	20.36	40.62
Tama	6-Nov-02	22	20.50	39.88	19.92	40.36	20.12	40.51
Tama	13-Nov-02	29	21.22	40.71	20.63	41.19	20.80	41.39
Tama	20-Nov-02	36	20.71	40.04	20.13	40.52	20.29	40.74
Tama	30-Nov-02	46	20.54	39.90	19.96	40.38	20.09	40.66
Estándar de verificación			30.67	29.44				
Tama	04-Dic-02	50	21.20	41.07	20.63	41.53	20.73	41.85
Tama	11-Dic-02	57	20.66	40.11	20.10	40.57	20.23	40.84
Tama	16-Dic-02	62	20.92	40.40	20.36	40.86	20.51	41.09
Tama	18-Dic-02	64	20.95	40.27	20.38	40.74	20.55	40.92
Tama	22-Dic-02	68	21.03	40.24	20.46	40.71	20.65	40.86
Tama	25-Dic-02	71	21.23	40.89	20.67	41.35	20.87	41.48
Tama	01-Ene-03	78	20.85	40.32	20.29	40.79	20.53	40.83
Estándar de verificación			30.46	29.63				
Tama	08-Ene-03	85	20.80	40.01	20.29	40.37	20.48	40.51
Tama	15-Ene-03	92	20.58	39.72	20.07	40.08	20.26	40.21
Tama	22-Ene-03	99	20.87	40.34	20.36	40.70	20.53	40.84
Tama	29-Ene-03	106	20.92	40.04	20.40	40.40	20.57	40.53
Tama	5-Feb-03	113	20.64	39.79	20.13	40.15	20.29	40.27
Tama	13-Feb-03	121	20.69	40.05	20.18	40.41	20.33	40.53
Tama	19-Feb-03	127	21.01	40.25	20.50	40.61	20.62	40.72
Estándar de verificación			30.59	29.59				
Tama	26-Feb-03	134	20.53	39.68	19.90	40.08	20.13	40.24
Tama	5-Mar-03	141	20.60	39.99	19.97	40.39	20.20	40.54
Tama	12-Mar-03	148	20.51	40.10	19.88	40.50	20.10	40.65
Tama	19-Mar-03	155	20.79	40.01	20.16	40.41	20.37	40.55
Tama	26-Mar-03	162	20.89	40.12	20.26	40.52	20.45	40.66
Tama	01-Abr-03	168	20.82	40.27	20.19	40.67	20.39	40.80
Tama	2-Apr-03	169	21.12	40.29	20.49	40.69	20.66	40.82
Estándar de verificación			30.67	29.61				

Tama	9-Apr-03	176	20.65	39.67	19.97	40.21	20.20	40.19
Tama	16-Abr-03	183	21.73	40.63	21.04	41.17	21.25	41.22
Tama	23-Abr-03	190	20.98	40.51	20.29	41.05	20.51	41.17
Tama	30-Apr-03	197	20.97	40.47	20.28	41.01	20.50	41.19
Tama	7-May-03	204	20.86	40.35	20.17	40.90	20.39	41.13
Tama	14-May-03	211	21.12	40.34	20.43	40.89	20.64	41.19
Tama	21-May-03	218	21.06	40.21	20.37	40.75	20.57	41.17
Estándar de verificación			30.71	29.29				
Tama	28-May-03	225	21.04	40.10	20.36	40.63	20.56	41.06
Tama	02-Jun-03	230	21.64	40.21	20.95	40.74	21.14	41.11
Tama	4-Jun-03	232	20.97	40.46	20.28	40.99	20.49	41.29
Tama	11-Jun-03	239	21.00	40.48	20.32	41.01	20.53	41.25
Tama	18-Jun-03	246	20.97	40.51	20.28	41.04	20.50	41.21
Tama	25-Jun-03	253	21.12	40.29	20.43	40.82	20.65	40.91
Tama	2-Jul-03	260	21.00	40.21	20.32	40.74	20.55	40.69
Estándar de verificación			30.67	29.65				
Tama	9-Jul-03	267	20.91	40.33	20.27	40.71	20.46	40.81
Tama	16-Jul-03	274	21.08	40.56	20.44	40.94	20.63	41.06
Tama	23-Jul-03	281	21.18	40.34	20.54	40.73	20.73	40.85
Tama	30-Jul-03	288	21.08	40.34	20.44	40.73	20.64	40.87
Tama	6-Aug-03	295	20.89	40.37	20.25	40.75	20.46	40.90
Tama	13-Aug-03	302	21.02	40.38	20.38	40.77	20.60	40.95
Estándar de verificación			30.61	29.59				
Tama	20-Aug-03	309	20.86	40.15	20.14	40.68	20.44	40.71
Tama	27-Aug-03	316	20.85	40.12	20.13	40.65	20.41	40.73
Tama	3-Sep-03	323	20.81	40.08	20.08	40.61	20.35	40.73
Tama	10-Sep-03	330	20.79	39.58	20.06	40.11	20.31	40.27
Tama	17-Sep-03	337	20.83	40.08	20.11	40.61	20.33	40.83
Tama	18-Sep-03	338	21.03	39.91	20.30	40.45	20.50	40.70
Tama	24-Sep-03	344	20.81	40.24	20.08	40.77	20.24	41.13
Estándar de verificación			30.83	29.53				
Tama	1-Oct-03	351	20.88	40.15	19.98	40.57	20.32	40.79
Tama	8-Oct-03	358	20.60	40.00	19.69	40.42	20.03	40.62
Tama	15-Oct-03	365	20.84	39.95	19.93	40.37	20.25	40.55
Tama	22-Oct-03	372	20.74	40.07	19.84	40.49	20.14	40.65
Tama	29-Oct-03	379	20.49	39.68	19.59	40.10	19.89	40.23
Tama	5-Nov-03	386	20.69	39.95	19.78	40.37	20.06	40.48
Tama	12-Nov-03	393	20.59	39.80	19.69	40.12	19.94	40.20
Estándar de verificación			30.98	29.63				
Tama	19-Nov-03	400	20.00	39.88	19.37	40.20	19.58	40.87
Tama	26-Nov-03	407	19.96	39.87	19.33	40.19	19.54	40.82
Tama	03-Dic-03	414	19.90	39.92	19.27	40.24	19.48	40.82
Tama	10-Dic-03	421	19.92	39.83	19.29	40.15	19.51	40.68
Tama	13-Dic-03	424	20.10	40.03	19.47	40.35	19.69	40.85
Tama	17-Dic-03	428	19.95	39.93	19.32	40.25	19.55	40.70

Tama	24-Dic-03	435	19.54	39.32	18.92	39.64	19.15	39.97
Estándar de verificación			30.61	28.68				
Tama	31-Dic-03	442	19.91	39.83	19.37	40.15	19.51	40.48
Tama	07-Ene-04	449	19.90	39.49	19.37	39.81	19.52	40.18
Tama	14-Ene-04	456	19.89	39.63	19.35	39.95	19.52	40.38
Tama	21-Ene-04	463	20.10	39.76	19.56	40.08	19.74	40.57
Tama	28-Ene-04	470	19.79	39.36	19.25	39.68	19.45	40.20
Tama	04-Feb-04	477	20.16	39.43	19.63	39.75	19.83	40.34
Tama	11-Feb-04	484	20.10	39.53	19.56	39.85	19.80	40.54
Estándar de verificación			30.46	28.40				
Tama	18-Feb-04	491	20.10	40.16	19.77	40.48	19.80	40.86
Tama	25-Feb-04	498	20.00	40.01	19.67	40.33	19.72	40.84
Tama	03-Mar-04	505	19.96	40.05	19.63	40.37	19.71	41.03
Tama	07-Mar-04	509	20.10	40.04	19.77	40.36	19.97	41.32
Estándar de verificación			30.200	28.000				

Tabla 6.2a. Comparación de características obtenidas de datos en mg/l de datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@), datos corregidos por media ponderada (#), del Manantial Tamarindo. Los coeficientes de variación están en porcentaje.

Tamarindo *	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	80	80
Media	20.68	39.82
Desviación estándar	0.45	0.73
Coefficiente de variación	2.17	1.83

Tamarindo @	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	80	80
Media	20.05	40.52
Desviación estándar	0.42	0.38
Coefficiente de variación	2.09	0.94

Tamarindo #	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	80	80
Media	20.25	40.77
Desviación estándar	0.42	0.35
Coefficiente de variación	2.07	0.86

La Tabla 6.2 a demuestra que los valores de las medias aritméticas de los datos analíticos y los valores corregidos, tanto en el valor de tendencia central y los de dispersión son muy similares. Esto es confirmado por las Figura 6.2 en donde las dispersiones observadas en el ión SO_4 corresponden al 3 % de los errores analíticos; mientras en el ión cloruro el error analítico es del 2%.

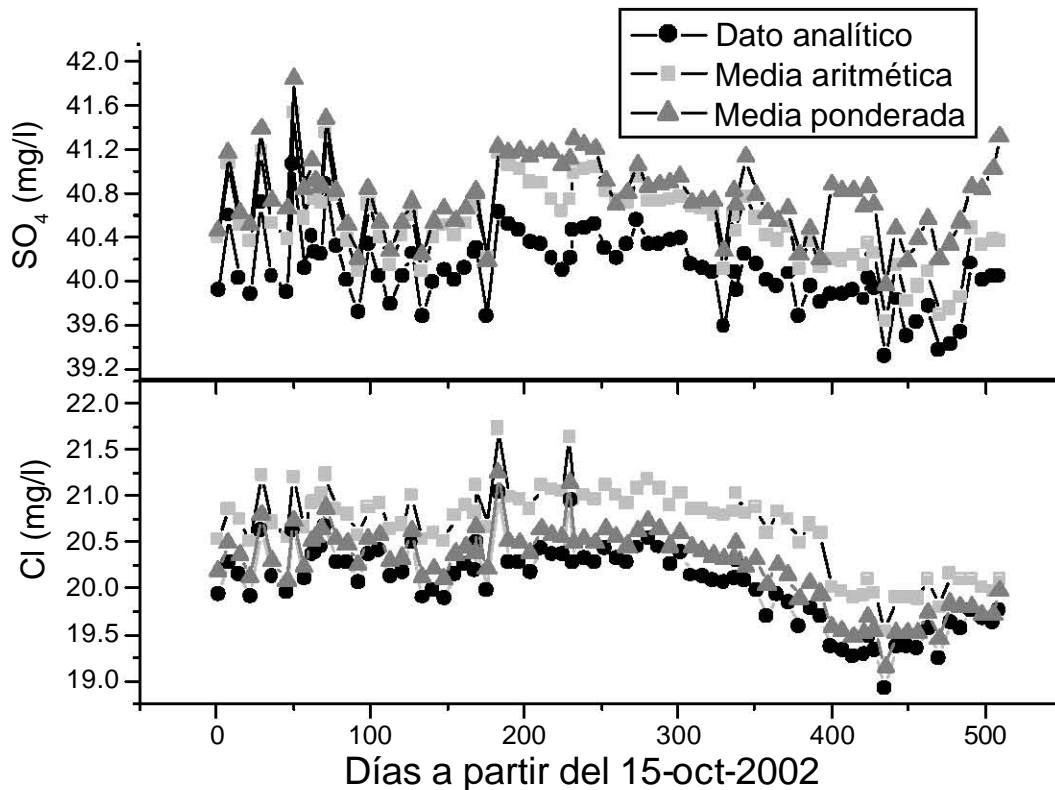


Figura 6.2 Serie de tiempo de los iones cloruro y sulfato en mg/l de datos analíticos (círculos), datos corregidos por media (cuadrados), datos corregidos por media ponderada (triángulos) del Manantial Tamarindo.

En la Figura 6.2a se muestran los datos analíticos de cloruro y sulfato y su relación con la precipitación anual promediada en 14 años de registro en la Estación Tecomate cerca del manantial de observación. Las líneas punteadas indican el nivel de $2s$, donde s es la desviación estándar calculada del conjunto de datos. Se muestra que no existe influencia de flujos locales con las variaciones medidas en este manantial. Los valores medidos no exceden los valores de $2s$,

por lo que no existe anomalías inducidas por la sismicidad registrada en el mismo período de las muestras colectadas para el análisis hidrogeoquímico. Las variaciones son naturales de los errores analíticos presentes en cualquier sistema de medición.

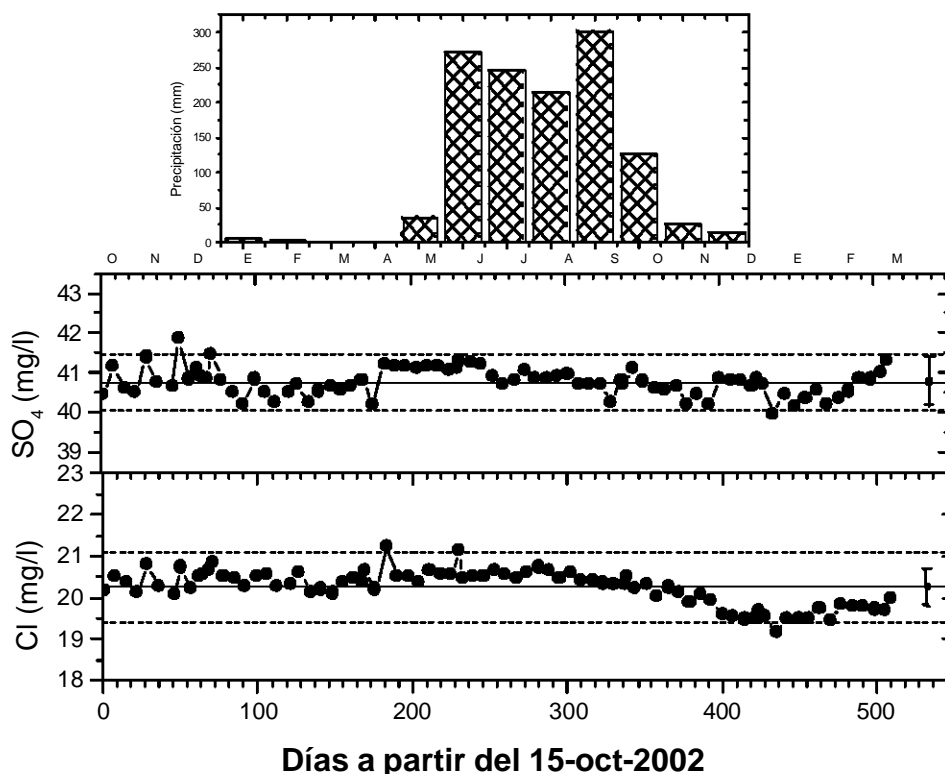


Figura 6.2a Serie de tiempo de los iones cloruro y sulfato del Manantial Tamarindo en mg/l de datos analíticos. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud s del método.

VI.1.3 Manantial Dos Arroyos

En el Manantial Dos arroyos ocurrió una anomalía (Figura 6.3) en el ión *Cl* por lo que se repitieron los análisis de las muestras del 8, 15 y 22 de enero de 2003 (Tabla 6.3 y Figura3). La anomalía fue confirmada y se registró en el ión *Cl*, el cambio en el ión cloruro que representa el 62 % con respecto a su media aritmética. Los valores de los días registrados en los días 8, 15 y 22 de enero de 2003 fueron de 7.04, 10.75 y 7.73 mg/l, mientras que el valor la media aritmética del total de los datos es de 6.65 ± 0.54 mg/l.

Tabla 6.3 Datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#) del Manantial Dos Arroyos en mg/l.

Manantial	Fecha	Día	Cl*	SO4*	Cl@	SO4@	Cl#	SO4#
Estándar de verificación			29.20	28.37				
DARR	16-Oct-02	1	6.46	38.81	6.82	40.22	6.64	41.04
DARR	23-Oct-02	8	6.691	39.50	7.05	40.90	6.85	41.68
DARR	30-Oct-02	15	6.601	38.93	6.96	40.33	6.72	40.98
DARR	06-Nov-02	22	6.611	39.63	6.97	41.04	6.71	41.63
DARR	13-Nov-02	29	6.619	39.55	6.98	40.96	6.69	41.45
DARR	20-Nov-02	36	6.532	39.40	6.89	40.80	6.57	41.20
Estándar de verificación			29.20	28.368				
DARR	27-Nov-02	43	6.629	39.85	6.99	41.26	6.61	41.49
DARR	29-Nov-02	45	6.431	39.04	6.49	40.17	6.41	40.64
DARR	11-Dic-02	57	6.731	39.72	6.79	40.86	6.72	41.33
DARR	17-Dic-02	63	6.788	41.63	6.85	42.77	6.79	43.30
DARR	18-Dic-02	64	6.655	39.48	6.72	40.61	6.66	41.04
DARR	25-Dic-02	71	6.8	40.18	6.86	41.31	6.82	41.75
DARR	01-Ene-03	78	6.54	39.57	6.60	40.70	6.57	41.10
DARR	08-Ene-03	85	7.044	39.87	7.11	41.00	7.09	41.37
Estándar de verificación			30.08	28.82				
DARR	15-Ene-03	92	10.75	39.64	10.46	40.54	10.82	41.13
DARR	22-Ene-03	99	7.728	39.39	7.44	40.29	7.82	40.95
DARR	29-Ene-03	106	6.672	39.35	6.39	40.25	6.78	40.98
DARR	05-Feb-03	113	6.635	39.12	6.35	40.02	6.77	40.82
DARR	12-Feb-03	120	6.692	39.17	6.41	40.07	6.86	40.95
DARR	19-Feb-03	127	6.41	39.05	6.13	39.95	6.60	40.89
DARR	26-Feb-03	134	6.773	39.48	6.49	40.38	6.60	40.45
Estándar de verificación			29.80	28.91				
DARR	05-Mar-03	141	6.41	39.00	5.61	39.65	6.25	39.95
DARR	12-Mar-03	148	6.576	39.45	5.78	40.10	6.41	40.38
DARR	19-Mar-03	155	6.521	38.41	5.72	39.06	6.35	39.28
DARR	26-Mar-03	162	6.43	39.18	5.63	39.83	6.26	40.03
DARR	02-Abr-03	169	6.648	39.21	5.85	39.86	6.47	39.99
DARR	02-Abr-03	170	6.61	39.09	5.99	39.77	6.43	39.87
Estándar de verificación			30.83	29.41				
DARR	09-Abr-03	176	6.44	39.12	5.82	39.80	6.28	39.95
DARR	16-Abr-03	183	6.79	39.45	6.18	40.13	6.65	40.34
DARR	23-Abr-03	190	6.59	39.68	5.97	40.36	6.46	40.62
DARR	30-Abr-03	197	6.71	38.60	6.09	39.28	6.62	39.62
Estándar de verificación			29.90	28.49				
DARR	07-May-03	204	6.69	38.58	6.81	40.06	6.72	40.62
DARR	14-May-03	211	6.66	38.19	6.77	39.67	6.68	40.20
DARR	21-May-03	218	6.90	39.98	7.02	41.46	6.93	42.07
DARR	28-May-03	225	6.63	38.99	6.74	40.47	6.65	41.02
DARR	04-Jun-03	232	6.50	39.38	6.62	40.86	6.53	41.42
DARR	11-Jun-03	239	6.75	39.36	6.87	40.84	6.78	41.39
DARR	18-Jun-03	246	6.66	42.03	6.78	43.51	6.69	44.17

Estándar de verificación		29.87	28.54					
DARR	25-Jun-03	253	7.23	40.36	6.74	41.56	7.26	42.42
DARR	02-Jul-03	260	6.76	39.69	6.26	40.88	6.75	41.60
DARR	09-Jul-03	267	6.65	42.94	6.15	44.14	6.60	44.90
DARR	16-Jul-03	274	6.72	39.96	6.23	41.16	6.63	41.68
DARR	23-Jul-03	281	6.78	39.94	6.28	41.13	6.65	41.55
DARR	30-Jul-03	288	6.80	39.46	6.30	40.66	6.63	40.95
DARR	06-Ago-03	295	7.03	40.33	6.54	41.53	6.78	41.63
Estándar de verificación		29.74	28.28					
DARR	13-Ago-03	302	6.15	38.74	5.21	39.74	5.93	39.99
DARR	20-Ago-03	309	6.34	41.32	5.41	42.32	6.36	43.63
DARR	27-Ago-03	316	6.51	39.92	5.57	40.92	6.28	41.20
DARR	03-Sep-03	323	6.43	39.64	5.49	40.64	6.19	40.92
DARR	10-Sep-03	330	6.44	45.21	5.50	46.21	6.21	46.67
Estándar de verificación		30.75	28.94					
DARR	17-Sep-03	337	6.33	43.17	5.43	44.18	6.18	44.76
DARR	24-Sep-03	344	6.20	45.14	5.29	46.15	6.04	46.80
DARR	01-Oct-03	351	6.37	39.79	5.47	40.80	6.20	41.25
DARR	08-Oct-03	358	6.47	39.27	5.57	40.27	6.29	40.70
DARR	15-Oct-03	365	6.30	39.32	5.40	40.33	6.11	40.76
DARR	22-Oct-03	372	6.46	39.33	5.56	40.34	6.24	40.62
Estándar de verificación								
DARR	29-Oct-03	379	6.131	39.02	5.33	40.02	5.92	40.29
DARR	05-Nov-03	386	6.37	39.22	5.57	40.22	6.17	40.53
DARR	12-Nov-03	393	6.61	39.51	5.81	40.51	6.42	40.84
DARR	19-Nov-03	400	6.74	39.01	5.94	40.01	6.56	40.35
DARR	26-Nov-03	407	6.35	39.20	5.55	40.20	6.21	40.58
DARR	03-Dic-03	414	6.47	41.14	5.67	42.14	6.36	42.64
Estándar de verificación		31.05	29.05					
DARR	10-Dic-03	421	6.49	39.55	5.77	40.55	6.37	40.99
DARR	13-Dic-03	424	6.14	38.67	5.42	39.67	6.01	40.05
DARR	17-Dic-03	428	6.56	39.60	5.84	40.60	6.42	40.99
DARR	24-Dic-03	435	6.31	39.41	5.60	40.41	6.16	40.77
DARR	31-Dic-03	442	6.72	39.27	6.01	40.27	6.56	40.60
DARR	07-Ene-04	449	6.51	38.76	5.79	39.76	6.32	40.02
Estándar de verificación		30.89	29.05					
DARR	14-Ene-04	456	6.37	38.98	5.60	40.18	6.18	40.25
DARR	21-Ene-04	463	6.22	39.06	5.45	40.26	6.05	40.48
DARR	28-Ene-04	470	7.17	39.47	6.40	40.67	6.99	41.04
DARR	04-Feb-04	477	6.47	39.14	5.70	40.34	6.31	40.84
DARR	11-Feb-04	484	6.63	40.82	5.86	42.02	6.48	42.75
DARR	18-Feb-04	491	6.74	39.76	5.97	40.96	6.59	41.78
Estándar de verificación		30.65	28.55					
DARR	25-Feb-04	498	6.409	41.52	6.41	41.52	6.27	43.63
DARR	03-Mar-04	505	7.015	40.26	7.02	40.26	6.86	42.23
DARR	06-Mar-04	508	6.533	39.10	6.53	39.10	6.38	40.94
Estándar de verificación		30.77	28.80					

Tabla 6.3b Comparación de características de los datos en mg/l de datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@), datos corregidos por media ponderada (#), del Manantial Dos Arroyos. Los coeficientes de variación están en porcentaje.

Dos Arroyos *	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	77	77
Media	6.65	39.77
Desviación estándar	0.54	1.26
Coefficiente de variación	8.12	3.16

Dos Arroyos @	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	77	77
Media	6.22	40.80
Desviación estándar	0.75	1.30
Coefficiente de variación	12.05	3.18

Dos Arroyos #	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	77	77
Media	6.57	41.32
Desviación estándar	0.58	1.40
Coefficiente de variación	8.82	3.38

Los altos valores en los coeficientes de variación para el ión cloruro (Tabla 6.3b) son debidos a la anomalía registrada el 15 de enero de 2003. El ión sulfato también presenta respuesta similar; sin embargo, no rebasan la desviación de 2s (Figura 6.3a).

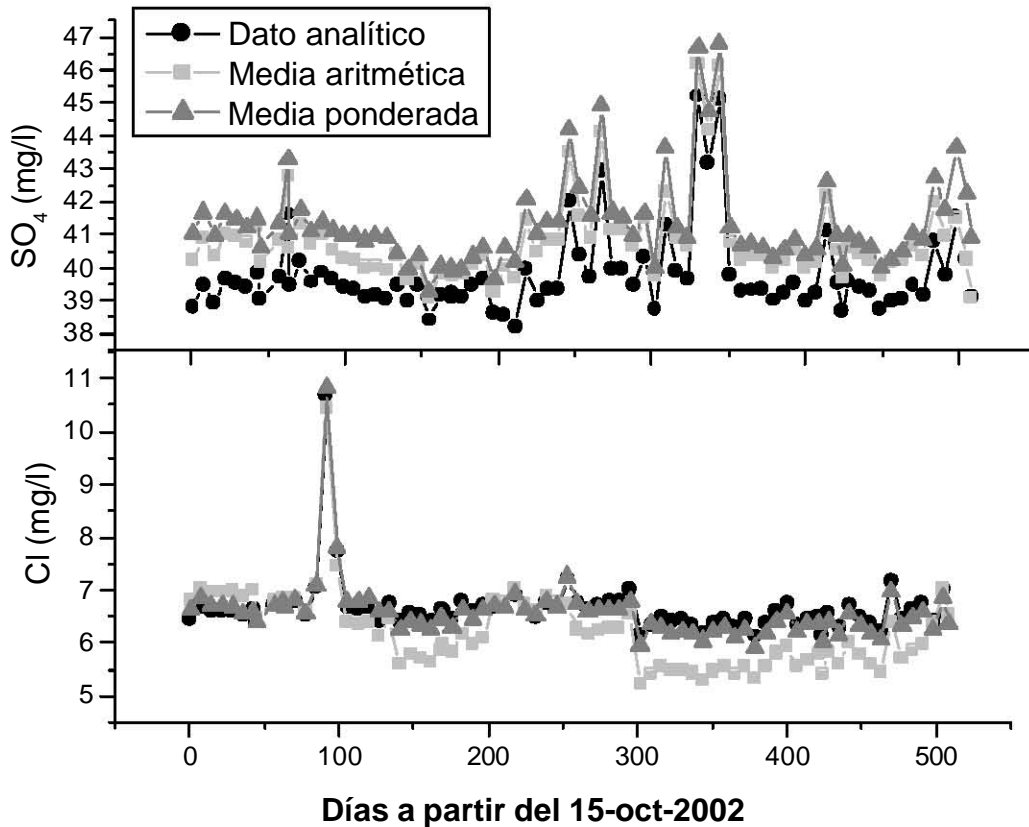


Figura 6.3 Series de tiempo de los iones cloruro y sulfato en mg/l de datos analíticos (círculos), datos corregidos por media (cuadrados), datos corregidos por media ponderada (triángulos) del Manantial Dos Arroyos.

Tres muestras rebasaron el valor de 2s estas se registraron los días 10, 17 y 24 de septiembre del 2003, con valores de 46.21, 44.18 y 46.15 mg/l respectivamente (Figura 6.3a). Estos valores se presentan desviación claras respecto a la media que es de 39.77 ± 1.26 mg/l (Tabla 6.3b), sin embargo en el ión cloruro no se registro cambio alguno, por lo que estas perturbaciones no se consideran como anomalías.

A este respecto la IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) publico tres puntos básicos para considerar a los precursores potenciales (Wyss,1997):

1. La definición de las anomalías deben ser precisas
2. La anomalía debe ser simultáneamente observada en más de un instrumento.

3. Las reglas para la asociación de una anomalía con los terremotos deben ser precisas y provenir del conjunto de datos del que se afirma la existencia de la anomalía.

Otra variante que podría considerarse es el registro simultáneo de dos parámetros geoquímicos. Por lo que para los análisis de los días 10, 17 y 24 de septiembre del 2003 no existe esta condición. Una explicación de los cambios registrados en el ión sulfato, es la proliferación de microorganismos en la época de mayor precipitación correspondiente a los meses de agosto-septiembre (Figura 6.3a).

La Figura 6.3a no se observa influencia de mezcla de flujos locales (lluvia) con los valores medidos de cloruros y sulfatos (Figura 6.3a).

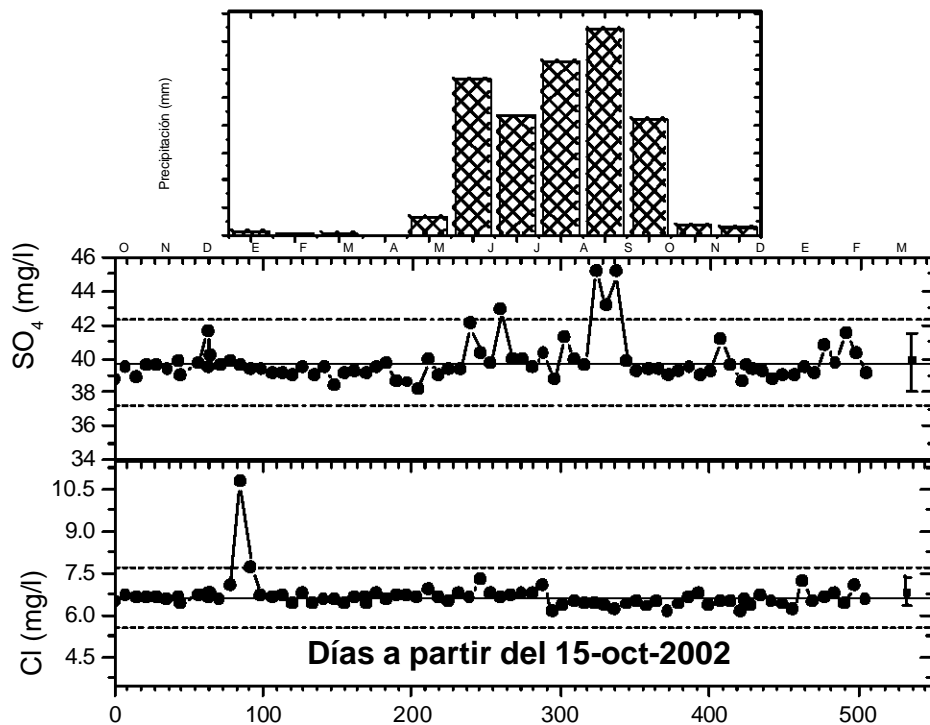


Figura 6.3a Series de tiempo de los iones cloruro y sulfato del Manantial Dos Arroyos en mg/l. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud s del método.

VI.1.4 Manantial Paso Real

En la Figura 6.4 se representan los datos obtenidos de la media aritmética. En este manantial el ión sulfato presenta un incremento el día 22 de septiembre de 2003 del 16 % con respecto a la media, es decir existe un incremento de 10.23 mg/l, con respecto a la media aritmética.

En el ión cloruro también se registro un incrementó, pero en menor proporción en comparación con el registrado en el ión SO_4 . El valor registrado para el día 22 de septiembre fue 37.42 mg/l (Tabla 6.4 y 6.4a), lo que representa un incremento del 9 %. En ambos iones la anomalía es marcada debido a que los valores del día 27 de agosto de 2003 para cloruros y sulfatos (35.57 mg/l y 64.61 mg/l) son cercanos a el valor de la media aritmética de cada ión (Tabla 6.4b y Figura 6.4), además que ambas anomalías sobrepasan los valores de 2s (Taran et al., 2005, Ramírez-Guzmán et al., 2005).

Tabla 6.4 Datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@) y media ponderada (#) del Manantial Paso Real en mg/l.

Manantial	Fecha	Día	Cl*	SO4*	Cl@	SO4@	Cl#	S04#
Estándar de verificación			30.35	29.53				
PREAL	16-Oct-02	1	36.06	70.02	35.81	70.49	35.65	71.13
PREAL	23-Oct-02	8	37.09	71.17	36.84	71.65	36.70	72.31
PREAL	30-Oct-02	15	35.04	66.19	34.79	66.67	34.70	67.26
PREAL	06-Nov-02	22	35.10	66.53	34.85	67.00	34.76	67.60
PREAL	13-Nov-02	28	34.93	65.88	34.67	66.35	34.59	66.94
PREAL	20-Nov-02	36	35.22	66.31	34.96	66.79	34.88	67.39
PREAL	27-Nov-02	43	33.24	65.28	68.49	65.76	68.08	66.35
Estándar de verificación			30.16	29.52				
PREAL	30-Nov-02	46	34.67	64.89	34.48	65.39	34.48	65.95
PREAL	04-Dic-02	50	35.01	65.55	34.83	66.05	34.82	66.63
PREAL	11-Dic-02	57	34.89	65.38	34.70	65.87	34.69	66.46
PREAL	18-Dic-02	64	35.72	67.18	35.53	67.67	35.51	68.30
PREAL	25-Dic-02	71	35.08	68.22	34.89	68.72	34.88	69.37
PREAL	01-Ene-03	78	35.36	68.55	35.17	69.04	35.15	69.71
PREAL	08-Ene-03	85	34.99	65.64	34.80	66.14	34.79	66.77
Estándar de verificación			30.21	29.49				
PREAL	09-Ene-03	86	34.77	64.84	34.48	65.41	34.52	65.95
PREAL	15-Ene-03	92	35.25	68.51	34.96	69.08	34.98	69.73
PREAL	22-Ene-03	99	35.25	68.22	34.97	68.79	34.96	69.48
PREAL	29-Ene-03	106	35.05	67.76	34.77	68.33	34.76	69.05
PREAL	05-Feb-03	113	35.31	68.72	35.03	69.29	35.02	70.08
PREAL	12-Feb-03	120	34.90	65.37	34.61	65.94	34.60	66.70
PREAL	19-Feb-03	127	35.35	68.54	35.06	69.11	35.05	70.02
Estándar de verificación			30.36	29.37				

PREAL	26-Feb-03	134	34.88	65.54	34.59	66.08	34.46	66.96
PREAL	05-Mar-03	141	35.70	69.54	35.42	70.08	35.30	70.98
PREAL	12-Mar-03	148	34.91	65.28	34.62	65.82	34.54	66.57
PREAL	19-Mar-03	155	35.14	65.78	34.85	66.32	34.77	67.02
PREAL	26-Mar-03	162	34.81	65.24	34.52	65.78	34.44	66.41
PREAL	01-Abr-03	168	34.63	64.69	34.34	65.23	34.26	65.78
PREAL	02-Abr-03	169	35.07	65.76	34.78	66.30	34.70	66.75
Estándar de verificación			30.21	29.56				
PREAL	09-Abr-03	176	34.71	64.99	34.51	65.53	34.50	66.28
PREAL	16-Abr-03	183	34.87	65.27	34.67	65.81	34.65	66.54
PREAL	23-Abr-03	190	34.47	64.72	34.27	65.27	34.25	65.96
PREAL	30-Abr-03	197	34.29	63.70	34.09	64.25	34.07	64.89
PREAL	07-May-03	204	34.64	64.67	34.44	65.21	34.42	65.85
PREAL	14-May-03	211	34.70	65.00	34.49	65.55	34.47	66.17
PREAL	21-May-03	218	35.03	65.53	34.83	66.08	34.80	66.66
Estándar de verificación			30.22	29.49				
PREAL	28-May-03	225	34.77	65.06	34.50	65.66	34.52	66.18
PREAL	01-Jun-03	229	34.66	64.96	34.40	65.56	34.40	66.14
PREAL	04-Jun-03	232	35.47	66.67	35.20	67.27	35.18	67.94
PREAL	11-Jun-03	239	35.23	66.33	34.97	66.93	34.95	67.66
PREAL	18-Jun-03	246	35.39	66.57	35.13	67.17	35.11	67.96
PREAL	25-Jun-03	253	35.19	66.18	34.93	66.78	34.91	67.63
PREAL	02-Jul-03	260	36.35	71.41	36.09	72.01	36.06	73.11
Estándar de verificación			30.31	29.30				
PREAL	16-Jul-03	274	34.85	65.25	34.51	65.94	34.49	66.81
PREAL	23-Jul-03	281	35.04	65.37	34.71	66.05	34.68	66.91
PREAL	30-Jul-03	288	35.27	68.57	34.93	69.26	34.89	70.19
PREAL	06-Ago-03	295	35.44	68.20	35.10	68.89	35.06	69.80
PREAL	13-Ago-03	302	35.19	65.52	34.85	66.21	34.81	67.05
PREAL	20-Ago-03	309	35.34	65.30	35.00	65.98	34.96	66.81
PREAL	27-Ago-03	316	35.57	64.61	35.23	65.30	35.18	66.09
Estándar de verificación			30.36	29.33				
PREAL	03-Sep-03	323	35.14	65.27	34.84	65.84	34.72	66.77
PREAL	10-Sep-03	330	35.51	65.52	35.20	66.09	35.10	66.96
PREAL	22-Sep-03	342	37.42	73.17	37.11	73.74	37.01	74.70
PREAL	24-Sep-03	344	37.55	73.12	37.25	73.69	37.14	74.56
PREAL	8-Oct-03	358	35.30	65.36	35.00	65.93	34.92	66.58
PREAL	15-Oct-03	365	34.90	64.80	34.60	65.36	34.52	65.94
PREAL	22-Oct-03	372	35.28	65.18	34.97	65.74	34.89	66.19
Estándar de verificación			30.24	29.54				
PREAL	29-Oct-03	379	34.57	63.81	34.31	68.79	34.29	64.80
PREAL	5-Nov-03	386	35.31	65.69	35.06	70.67	35.03	66.72
PREAL	12-Nov-03	393	34.98	64.99	34.73	69.97	34.70	66.03
PREAL	19-Nov-03	400	35.02	65.09	34.76	70.07	34.73	66.14
PREAL	26-Nov-03	407	34.80	64.73	34.55	69.71	34.52	65.79
PREAL	3-Dec-03	414	34.97	65.11	34.71	70.09	34.68	66.19

PREAL	10-Dec-03	421	34.72	64.86	34.46	69.83	34.43	65.95
Estándar de verificación			30.27	29.50				
PREAL	13-Dec-03	424	34.71	64.84	34.38	65.34	34.37	65.98
PREAL	17-Dic-03	428	34.80	64.92	34.46	65.42	34.44	66.05
PREAL	24-Dic-03	435	34.76	64.83	34.43	65.33	34.40	65.95
PREAL	31-Dic-03	442	34.97	64.85	34.64	65.35	34.61	65.96
PREAL	07-Ene-04	449	35.08	65.16	34.75	65.66	34.71	66.26
PREAL	14-Ene-04	456	34.84	64.96	34.51	65.47	34.48	66.05
PREAL	21-Ene-04	463	34.68	64.69	34.35	65.19	34.32	65.76
Estándar de verificación			30.37	29.51				
PREAL	28-Ene-04	470	34.80	65.07	34.29	65.60	34.38	66.15
PREAL	04-Feb-04	477	35.17	65.44	34.67	65.97	34.70	66.55
PREAL	11-Feb-04	484	35.50	68.98	34.99	69.51	34.97	70.17
PREAL	18-Feb-04	491	34.85	64.48	34.34	65.01	34.33	65.62
PREAL	25-Feb-04	498	35.00	64.72	34.49	65.24	34.48	65.88
PREAL	03-Mar-04	505	34.92	64.59	34.42	65.11	34.41	65.77
PREAL	06-Mar-04	508	34.83	64.42	34.32	64.95	34.32	65.65
Estándar de verificación			30.65	29.44				

Tabla 6.4b Comparación de características de los datos en mg/l de datos analíticos (*), datos corregidos por media aritmética (@), datos corregidos por media ponderada (#), del Manantial Paso Real.

Paso Real *	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	76	76
Media	34.30	62.94
Desviación estándar	1.18	2.47
Coefficiente de variación	3.44	3.92

Paso Real @	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	76	76
Media	34.01	63.48
Desviación estándar	1.17	2.46
Coefficiente de variación	3.38	3.87

Paso Real #	Cl mg/l	SO ₄ mg/l
Numero de valores	76	76
Media	33.98	64.11
Desviación estándar	1.15	2.53
Coefficiente de variación	3.38	3.95

En la Figura 6.4 se evidencia que los valores de las correcciones de media aritmética y media ponderada son muy similares.

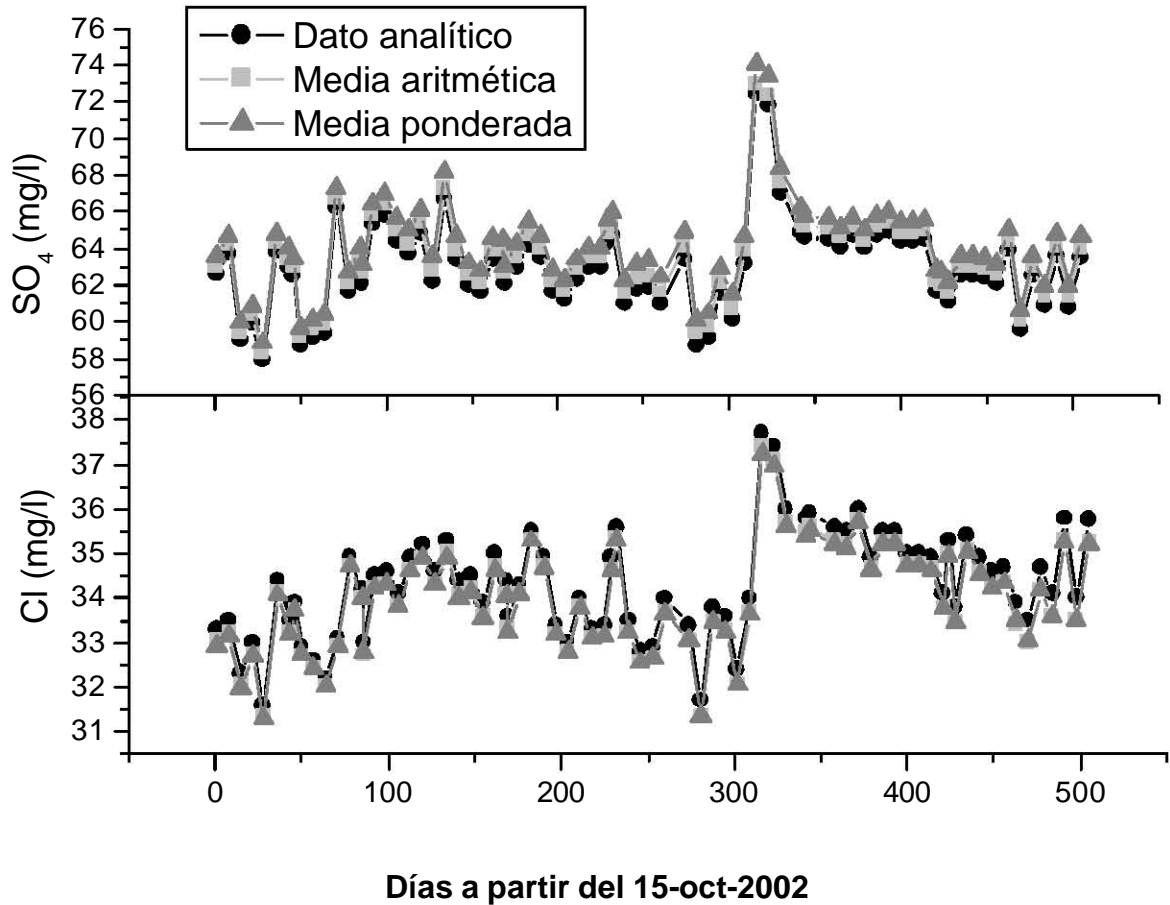
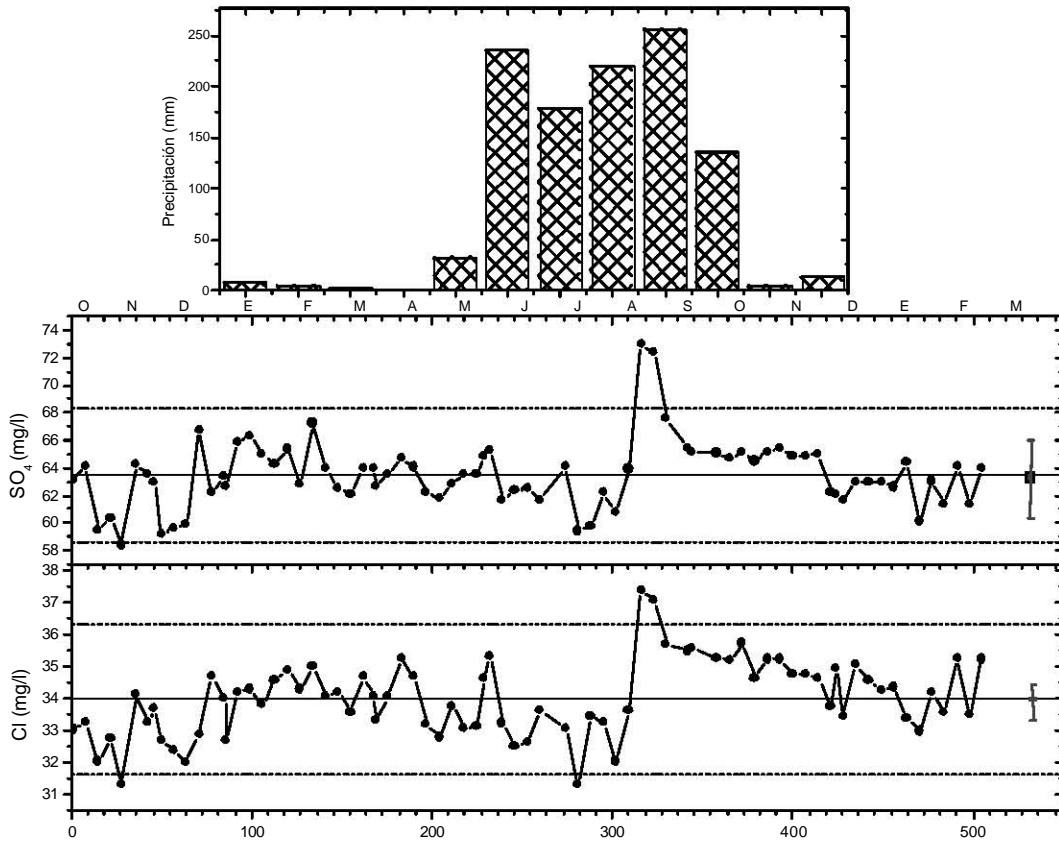


Figura 6.4 Series de tiempo de los iones cloruro y sulfato en mg/l de datos analíticos (círculos), datos corregidos por media (cuadrados), datos corregidos por media ponderada (triángulos) del Manantial Paso Real.

En la Figura 6.4a se observa que no existe influencia de mezcla de flujos locales con el agua del manantial en las concentraciones medidas en los iones cloruro y sulfato. Estas variaciones se encuentran dentro de 2σ del conjunto de datos y muy cercanos a los errores de exactitud del método analítico, mientras que la anomalía registrada en cloruro y sulfato exceden ambos errores (Figura 6.4a).



Días a partir del 15-oct-2002

Figura 6.4a Serie de tiempo de los iones cloruro y sulfato del Manantial Paso Real en mg/l de datos analíticos. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud s del método.

VI.2 Composición isotópica (dD y $d^{18}O$)

Con la finalidad de tener una fuente independiente de los datos geoquímicos se realizaron una serie de análisis isotópicos de (D/H y $^{18}O/^{16}O$) para los manantiales Coacoyul, Tamarindo, Dos Arroyos y Paso Real (tablas 6.5, 6.6, 6.7, 6.8). Las variaciones del nivel de fondo en la composición isotópica en los manantiales Coacoyul, Tamarindo, no exceden 2s el error analítico (figuras 6.5, 6.6). En los manantiales Dos Arroyos y Paso Real las anomalías isotópicas de dD and $d^{18}O$ coinciden con las anomalías químicas ocurridas en enero y septiembre de 2003 respectivamente (figuras 6.7, 6.8).

En el Manantial Dos Arroyos el incremento en las concentración de Cl y SO_4 coinciden con el enriquecimiento de aguas con isótopos pesados. En el Manantial de Paso Real también mostraron enriquecimiento, pero las variaciones se encuentran por debajo del rango de 2s.

VI.2.1 Manantial Coacoyul

Los valores medios de los isótopos (Tabla 6.4) registrados en este manantial para el $d^{18}O$ $-8.8 \pm 0.1\text{‰}$, con valores de coeficientes de variación de 1.61 ‰. Los valores deuterio presenta un valor medio de $-60.6 \pm 0.1 \text{‰}$, con coeficientes de variación de 1.20 ‰. La Figura 6.5 muestra el comportamiento de la serie de tiempo registrada en 46 muestras .

Tabla 6.5 Composición isotópica (‰ -VSMOW) del Manantial Coacoyul.

Manantial	Fecha	Día	$\delta^{18}O$	δD
Coac	16-Oct-02	1	-9.1	-62.2
Coac	23-Oct-02	8	-9.1	-61.4
Coac	30-Oct-02	15	-9.1	-57.1
Coac	06-Nov-02	22	-9.0	-60.1
Coac	13-Nov-02	29	-8.8	-60.4
Coac	20-Nov-02	36	-8.8	-60.7
Coac	27-Nov-02	43	-8.2	-58.6
Coac	30-Nov-02	44	-8.8	-61.0
Coac	04-Dic-02	46	-8.7	-61.3
Coac	11-Dic-02	50	-8.7	-60.5
Coac	18-Dic-02	57	-8.8	-61.6

Coac	21-Dic-02	64	-8.8	-60.4
Coac	25-Dic-02	71	-8.7	-60.6
Coac	01-Ene-03	78	-8.8	-60.4
Coac	08-Ene-03	79	-8.7	-60.6
Coac	15-Ene-03	85	-8.8	-60.9
Coac	22-Ene-03	92	-8.7	-60.6
Coac	29-Ene-03	99	-8.7	-60.4
Coac	05-Feb-03	106	-8.7	-60.8
Coac	13-Feb-03	113	-8.7	-60.2
Coac	19-Feb-03	121	-8.6	-60.4
Coac	25-Feb-03	133	-8.7	-60.4
Coac	26-Feb-03	134	-8.8	-60.9
Coac	05-Mar-03	141	-8.8	-60.8
Coac	12-Mar-03	148	-8.8	-60.6
Coac	19-Mar-03	155	-8.9	-61.0
Coac	26-Mar-03	162	-8.8	-60.6
Coac	01-Abr-03	168	-8.8	-60.6
Coac	02-Abr-03	169	-8.7	-61.1
Coac	09-Abr-03	176	-8.8	-60.5
Coac	16-Abr-03	183	-8.7	-60.9
Coac	23-Abr-03	190	-8.8	-61.4
Coac	30-Abr-03	197	-8.8	-60.8
Coac	07-May-03	204	-8.7	-60.8
Coac	14-May-03	211	-8.8	-60.8
Coac	21-May-03	218	-8.8	-60.6
Coac	28-May-03	225	-8.8	-60.8
Coac	02-Jun-03	226	-8.9	-60.5
Coac	04-Jun-03	230	-8.9	-60.6
Coac	11-Jun-03	232	-8.9	-60.7
Coac	18-Jun-03	239	-8.7	-61.1
Coac	25-Jun-03	246	-8.9	-61.2
Coac	02-Jul-03	253	-8.8	-60.9
Coac	09-Jul-03	260	-8.8	-60.2
Coac	16-Jul-03	261	-8.9	-61.3
Coac	17-Jul-03	267	-8.8	-60.6

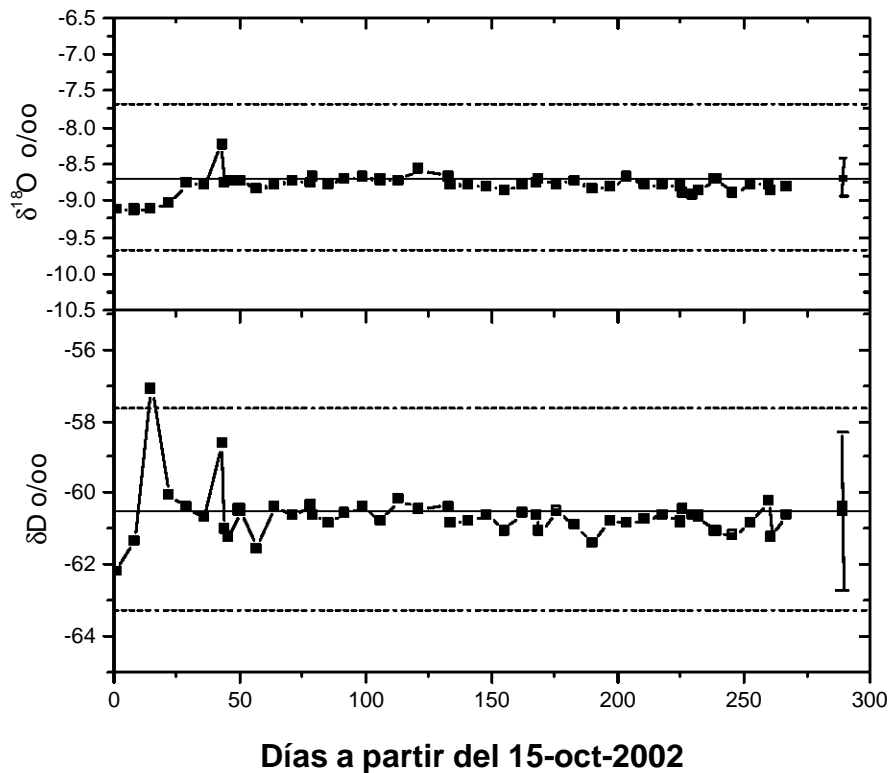


Figura 6.5 Serie de tiempo de los isótopos del Manantial Coacoyul. Las líneas punteadas representan los valores de $2s$ de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud del método.

La serie de tiempo del Manantial Coacoyul muestra que la variación es muy cercana a la media aritmética de los datos por lo que no presenta variaciones importantes, esto concuerda con los iones de Cl y SO_4 analizados para este manantial.

VI.2.2 Manantial Tamarindo

Los valores medios de los isótopos de $d^{18}O = -8.9 \pm 0.2\text{‰}$, con valores de coeficientes de variación de 2.4 ‰. Los valores del deuterio presenta un valor medio de $61.8 \pm 0.6 \text{‰}$ (Tabla 6.4), con coeficientes de variación de 1.0 ‰. En la Figura 6.6 se muestra el comportamiento de la serie de tiempo registrada en 44 muestras del Manantial Tamarindo, las desviaciones de la tendencia central los valores no exceden los valores de $2s$ del deuterio, mientras que para el $d^{18}O$, dos valores rebasan el límite superior sin que se relacione con picos similares en los iones Cl y SO_4 .

Tabla 6.6 Composición isotópica (‰ -VSMOW) del Manantial Tamarindo.

Manantial	Fecha	Día	$\delta^{18}\text{O}$	δD
Tama	16-Oct-02	1	-8.8	-61.2
Tama	23-Oct-02	8	-8.4	-61.2
Tama	30-Oct-02	15	-8.9	-60.6
Tama	6-Nov-02	22	-8.8	-60.6
Tama	13-Nov-02	29	-8.9	-62.1
Tama	20-Nov-02	36	-8.8	-62.5
Tama	30-Nov-02	46	-9.0	-62.0
Tama	04-Dic-02	50	-8.1	-60.6
Tama	11-Dic-02	57	-8.8	-62.1
Tama	16-Dic-02	62	-8.7	-60.6
Tama	18-Dic-02	64	-8.9	-61.8
Tama	22-Dic-02	68	-8.9	-62.1
Tama	25-Dic-02	71	-9.0	-62.3
Tama	01-Ene-03	78	-8.9	-62.5
Tama	08-Ene-03	85	-9.0	-62.0
Tama	15-Ene-03	92	-8.9	-62.1
Tama	22-Ene-03	99	-8.9	-61.7
Tama	29-Ene-03	106	-9.0	-62.5
Tama	5-Feb-03	113	-8.8	-61.5
Tama	13-Feb-03	121	-8.9	-61.9
Tama	19-Feb-03	127	-8.8	-61.6
Tama	26-Feb-03	134	-8.8	-61.7
Tama	5-Mar-03	141	-8.7	-61.2
Tama	12-Mar-03	148	-8.9	-62.8
Tama	19-Mar-03	155	-9.0	-62.7
Tama	26-Mar-03	162	-8.9	-62.1
Tama	01-Abr-03	168	-8.9	-61.4
Tama	2-Abr-03	169	-8.7	-60.9
Tama	9-Abr-03	176	-8.8	-61.7
Tama	16-Abr-03	183	-8.9	-61.7
Tama	23-Abr-03	190	-9.0	-62.7
Tama	30-Abr-03	197	-8.9	-61.8
Tama	7-May-03	204	-8.9	-62.8
Tama	14-May-03	211	-8.9	-62.4
Tama	21-May-03	218	-9.2	-62.0
Tama	28-May-03	225	-9.2	-62.3
Tama	02-Jun-03	230	-9.0	-61.8
Tama	4-Jun-03	232	-9.1	-61.6
Tama	11-Jun-03	239	-9.1	-61.4
Tama	18-Jun-03	246	-9.1	-61.9
Tama	25-Jun-03	253	-9.2	-62.0
Tama	2-Jul-03	260	-9.3	-61.2
Tama	9-Jul-03	267	-9.0	-61.7
Tama	16-Jul-03	274	-9.5	-62.1

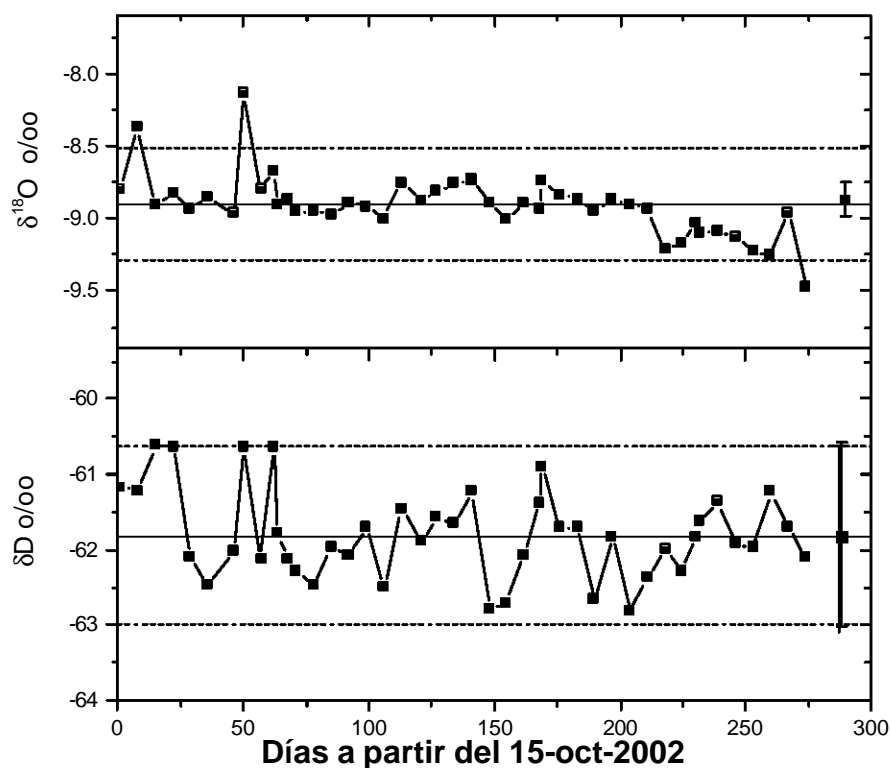


Figura 6.6 Serie de tiempo de los isótopos del Manantial Tamarindo. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud del método.

VI.2.3 Manantial Dos Arroyos

La anomalía registrada el 8 de enero de 2003, tiene un valor de $dD = -63.4$ ‰, lo que representa una variación del -4.6 ‰, que representa una desviación del 7% con respecto a la media. Para el $d^{18}O$ el valor registrado fue de -8.4 ‰, con una variación de -1.5 ‰ que representa el 15 % de desviación respecto a la media (Figura 6.7).

Esto evidencia que en ambos isótopos cambian a más pesados, siendo el más marcado en el $d^{18}O$. Estas diferencias con respecto a la media coinciden con las perturbaciones ocurridas en CI, en este mismo manantial.

Tabla 6.7 Composición isotópica (‰ -VSMOW) del Manantial Dos Arroyos.

Manantial	Fecha	Día	dD	$d^{18}O$
DARR	16-Oct-02	1	-9.5	-66.5
DARR	23-Oct-02	8	-10.1	-67.8
DARR	30-Oct-02	15	-10.0	-68.1
DARR	06-Nov-02	22	-9.9	-68.0

DARR	13-Nov-02	29	-9.8	-67.5
DARR	20-Nov-02	36	-9.9	-67.5
DARR	27-Nov-02	43	-10.0	-68.0
DARR	29-Nov-02	45	-10.0	-68.7
DARR	11-Dic-02	57	-9.8	-67.0
DARR	17-Dic-02	63	-9.9	-67.9
DARR	18-Dic-02	64	-10.0	-68.9
DARR	25-Dic-02	71	-10.0	-68.2
DARR	01-Ene-03	78	-9.9	-67.6
DARR	08-Ene-03	85	-8.4	-63.4
DARR	15-Ene-03	92	-10.0	-67.6
DARR	22-Ene-03	99	-10.1	-69.3
DARR	29-Ene-03	106	-9.8	-66.8
DARR	05-Feb-03	113	-9.9	-67.7
DARR	12-Feb-03	120	-10.0	-67.7
DARR	19-Feb-03	127	-9.9	-67.9
DARR	26-Feb-03	134	-9.9	-68.3
DARR	05-Mar-03	141	-9.8	-67.8
DARR	12-Mar-03	148	-10.1	-68.2
DARR	19-Mar-03	155	-9.8	-68.2
DARR	26-Mar-03	162	-9.9	-67.7
DARR	02-Abr-03	169	-10.1	-68.3
DARR	02-Abr-03	170	-9.9	-68.3
DARR	09-Abr-03	176	-10.1	-67.9
DARR	16-Abr-03	183	-9.9	-67.3
DARR	23-Abr-03	190	-9.9	-67.5
DARR	30-Abr-03	197	-9.9	-67.6
DARR	07-May-03	204	-10.0	-68.6
DARR	14-May-03	211	-10.0	-68.6
DARR	21-May-03	218	-10.0	-68.5
DARR	28-May-03	225	-10.0	-68.4
DARR	04-Jun-03	232	-10.0	-67.8
DARR	11-Jun-03	239	-9.9	-67.8
DARR	18-Jun-03	246	-10.0	-69.1
DARR	25-Jun-03	253	-10.0	-69.0
DARR	02-Jul-03	260	-10.1	-68.8
DARR	09-Jul-03	267	-10.0	-69.5
DARR	16-Jul-03	274	-9.9	-68.7
DARR	23-Jul-03	281	-10.0	-68.0
DARR	30-Jul-03	288	-10.0	-68.7
DARR	06-Ago-03	295	-10.1	-69.6
DARR	13-Ago-03	302	-10.0	-69.0
DARR	20-Ago-03	309	-10.0	-67.1
DARR	27-Ago-03	316	-9.8	-67.5
DARR	03-Sep-03	323	-9.9	-68.1
DARR	10-Sep-03	330	-10.0	-68.4
DARR	17-Sep-03	337	-10.1	-69.0

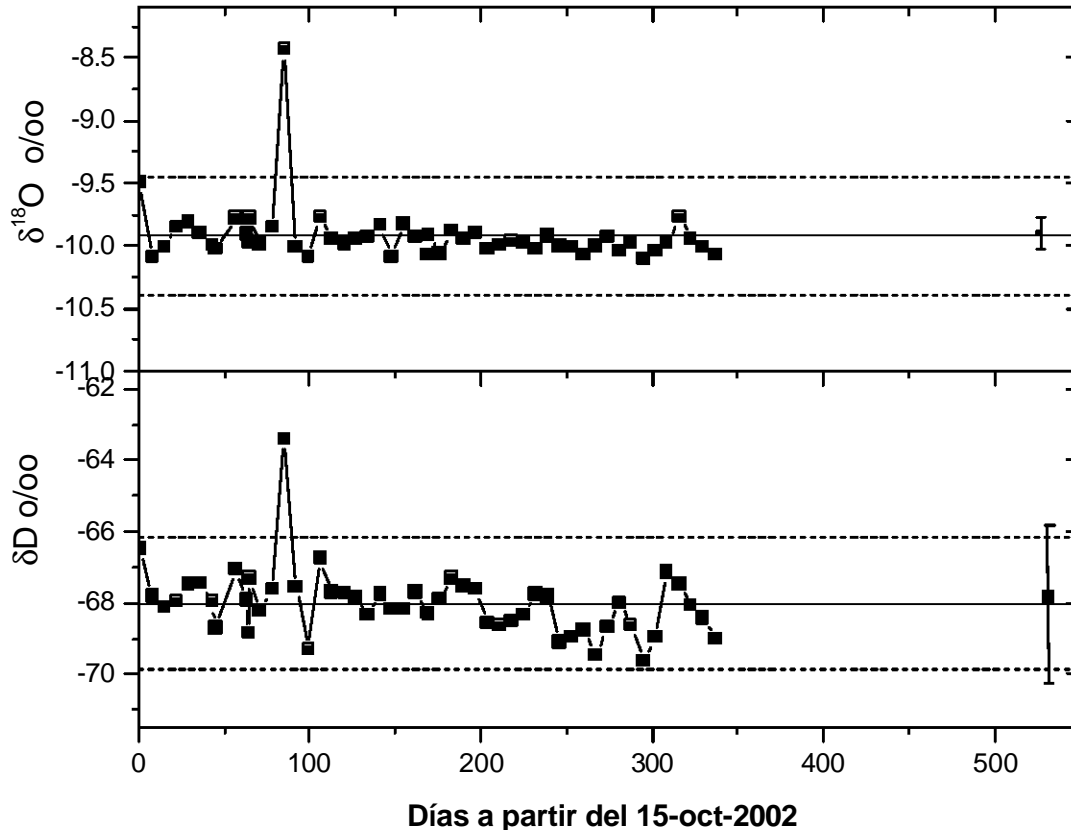


Figura 6.7 Serie de tiempo de los isótopos del Manantial Dos Arroyos. Las líneas punteadas representan los valores de 2σ de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud del método.

VI.2.4 Manantial Paso Real

El 22 de septiembre del 2003 en $d^{18}O$ se midió un valor del -57.4 ‰ , este valor representa una variación del -1.2 ‰ , que en porcentaje representa el 2% con respecto a la media, el cual rebasa débilmente el valor de 2σ . En el deuterio se presenta variación sin rebasar los valores de 2σ (Figura 6.8) y la tendencia del comportamiento de la señal es muy similar a las anomalías registradas en los iones Cl y SO_4 .

Tabla 6.8 Composición isotópica (‰ -VSMOW) del Manantial Paso Real.

Manantial	Fecha	Día	$\delta^{18}\text{O}$	δD
PREAL	16-Oct-02	1	-9.2	-60.1
PREAL	23-Oct-02	8	-8.5	-57.7
PREAL	30-Oct-02	15	-8.9	-58.2
PREAL	6-Nov-02	22	-8.9	-59.7
PREAL	13-Nov-02	29	-8.9	-58.7
PREAL	20-Nov-02	36	-9.0	-58.6
PREAL	27-Nov-02	43	-8.6	-57.8
PREAL	30-Nov-02	46	-8.9	-58.8
PREAL	4-Dec-02	50	-8.9	-59.4
PREAL	11-Dec-02	57	-8.9	-59.2
PREAL	18-Dec-02	64	-8.5	-57.3
PREAL	25-Dec-02	71	-8.7	-58.4
PREAL	1-Jan-03	78	-8.8	-58.5
PREAL	8-Jan-03	85	-9.0	-58.7
PREAL	8-Jan-03	86	-8.9	-58.9
PREAL	15-Jan-03	92	-9.1	-59.8
PREAL	22-Jan-03	99	-9.0	-59.6
PREAL	29-Jan-03	106	-8.8	-57.5
PREAL	5-Feb-03	113	-8.9	-58.6
PREAL	12-Feb-03	120	-8.8	-58.3
PREAL	19-Feb-03	127	-8.8	-58.0
PREAL	26-Feb-03	134	-8.7	-57.2
PREAL	5-Mar-03	141	-9.1	-59.2
PREAL	12-Mar-03	148	-9.0	-59.0
PREAL	19-Mar-03	155	-8.8	-58.8
PREAL	26-Mar-03	162	-8.8	-58.6
PREAL	1-Apr-03	168	-8.9	-59.4
PREAL	2-Apr-03	169	-8.8	-58.4
PREAL	9-Apr-03	176	-8.9	-59.4
PREAL	16-Apr-03	183	-8.9	-59.1
PREAL	23-Apr-03	190	-8.7	-58.8
PREAL	30-Apr-03	197	-8.9	-59.2
PREAL	7-May-03	204	-8.8	-58.6
PREAL	14-May-03	211	-8.8	-57.6
PREAL	21-May-03	218	-8.8	-57.8
PREAL	28-May-03	225	-8.9	-57.8
PREAL	1-Jun-03	229	-8.7	-57.4
PREAL	4-Jun-03	232	-9.1	-58.8
PREAL	11-Jun-03	239	-8.8	-59.4
PREAL	18-Jun-03	246	-8.8	-58.1
PREAL	25-Jun-03	253	-9.0	-59.1
PREAL	25-Jun-03	254	-8.7	-58.6
PREAL	2-Jul-03	260	-9.0	-59.7
PREAL	16-Jul-03	274	-8.9	-58.8

PREAL	23-Jul-03	281	-9.0	-58.9
PREAL	30-Jul-03	289	-8.7	-58.0
PREAL	6-Aug-03	296	-9.0	-58.5
PREAL	13-Aug-03	303	-9.0	-58.9
PREAL	20-Aug-03	310	-8.9	-58.2
PREAL	27-Aug-03	317	-8.8	-58.2
PREAL	3-Sep-03	323	-8.9	-58.4
PREAL	10-Sep-03	330	-8.6	-58.3
PREAL	22-Sep-03	342	-8.3	-57.4
PREAL	24-Sep-03	344	-8.4	-57.3
PREAL	1-Oct-03	351	-8.7	-58.2
PREAL	8-Oct-03	358	-8.6	-57.9
PREAL	15-Oct-03	365	-8.7	-58.5
PREAL	22-Oct-03	372	-8.7	-58.2
PREAL	29-Oct-03	379	-8.8	-58.7
PREAL	5-Nov-03	386	-8.5	-57.9
PREAL	12-Nov-03	393	-8.8	-59.5
PREAL	19-Nov-03	400	-8.9	-59.1
PREAL	3-dec-03	414	-8.8	-58.7
PREAL	10-dec-03	421	-8.7	-58.2
PREAL	13-dec-03	424	-8.8	-58.4
PREAL	17-dec-03	428	-8.7	-58.9
PREAL	24-dec-03	435	-8.8	-59.4
PREAL	31-dec-03	442	-8.8	-58.8
PREAL	7-jan-04	449	-8.7	-59.1
PREAL	14-jan-04	456	-8.8	-59.7
PREAL	21-jan-04	463	-8.8	-58.7
PREAL	28-jan-04	470	-8.8	-59.0
PREAL	4-Feb-04	477	-8.7	-58.0
PREAL	11-Feb-04	484	-8.7	-58.8
PREAL	18-Feb-04	491	-8.9	-59.5
PREAL	19-Feb-04	492	-8.7	-58.3
PREAL	25-Feb-04	498	-8.9	-58.2
PREAL	3-Mar-04	505	-8.8	-59.3
PREAL	6-Mar-04	508	-8.9	-59.7

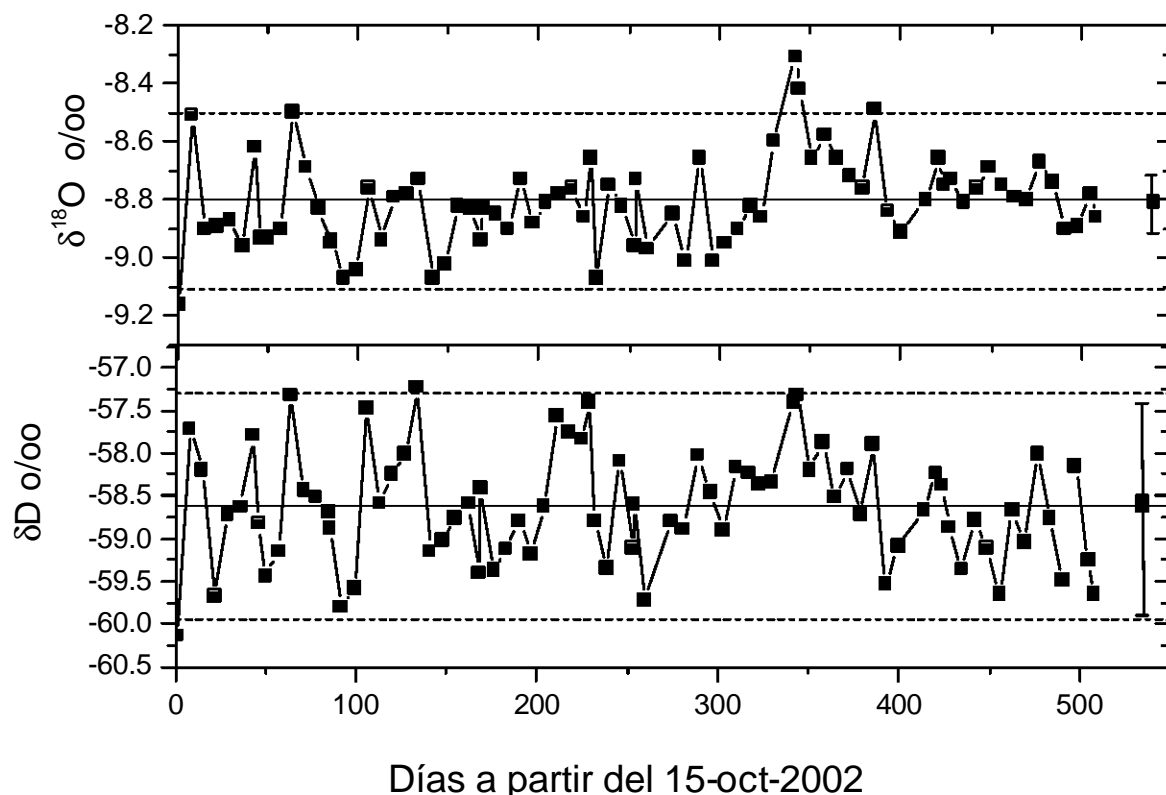


Figura 6.8 Serie de tiempo de los isótopos del Manantial Paso Real. Las líneas punteadas representan los valores de 2s de las variaciones del conjunto de datos. En la parte derecha se representa la exactitud del método.

Las variaciones observadas en los isótopos estables confirman que no se registraron anomalías en los manantiales Coacoyul y Tamarindo, mientras que las perturbaciones hacia el aumento de los isótopos de dD y $d^{18}O$, confirman las anomalías registradas en Cl y SO_4 en los manantiales Dos Arroyos y Paso Real.

Se concluye que existen dos anomalías una registrada en el Manantial Dos Arroyos, registrada el 8 enero del 2003 y otra en el Manantial Paso Real en septiembre, 2003. En el Manantial Dos Arroyos la anomalía en dD de 6.7% mientras que para el $d^{18}O$ fue del 15%. En el Manantial Paso Real en $d^{18}O$ la variación es del 2% mientras que en dD la variación presenta una tendencia similar sin exceder los niveles de fondo de 2s.

VII RELACIÓN DE CAMBIOS EN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE MANANTIALES Y SISMICIDAD

VII.1 Manantial Paso Real

Uno de los problemas principales en la identificación de precursores sísmicos es el de relacionar los cambios hidrogeoquímicos a eventos sísmicos específicos; de aquí, que la utilización del valor $\log e$ es un parámetro que puede ayudar a correlacionar las anomalías de las concentraciones de iones e isótopos con los sismos (apartado II. 2.3).

El sismo de mayor magnitud que fue registrado en el área ocurrió el día 10 de enero de 2003 (Tabla 2.1, sismo 41); con magnitud $M=5.3$. La ubicación epicentral de este sismo es cercano al Manantial Paso Real Paso Real y el valor calculado de $\log e = 10^{-5}$ (Tabla 2.1 y Figura 7.1); por lo tanto, este evento es potencial a inducir cambios en la hidrogeoquímica de dicho manantial; sin embargo, no se observó ningún cambio en el comportamiento de los iones e isótopos, que pudieran estar relacionados con este sismo.

Otros sismos según el cálculo de $\log e$ son candidatos potenciales para influenciar cambios en la química del Manantial Paso Real, debido que los valores calculados de $\log e$ son $< 10^{-8}$; sin embargo, no se registró ningún cambio en la concentración iónica e isotópicas relacionada con estos sismos (Figura 7.1).

Una anomalía química fue registrada en el Manantial Paso Real en el ión sulfato, incrementándose 16 % con respecto a la media aritmética; en el ión cloruro también se registró un incremento del 9 % el día 22 de septiembre de 2003. Para este mismo día se registró variación de 2 % en $d^{18}O$ con respecto al valor medio de los datos. En el deuterio la variación no rebasó 2σ del total de las muestras; pero presentó una tendencia de incremento similar a las anomalías registradas en los iones cloruro, sulfatos y oxígeno 18 (Figura 7.1).

El valor de $\log e$ descrito en (II.2.3 2) para el sismo ocurrido el día 18 de septiembre de 2003 (Tabla 2.1) es de $< 10^{-7}$ y coincide con la anomalía química e isotópica registrada el día 22 de septiembre de 2003, registrado en el Manantial Paso Real; sin embargo, existen muchos valores hasta de $\log e < 10^{-6}$ que no

están ligados a los cambios en la química del manantial (Figura 7.1); por lo que la ecuación 2.1 no representa adecuadamente valores $\log e$ relacionados con anomalías químicas e isotópicas en el Manantial Paso Real. 09/18/2003

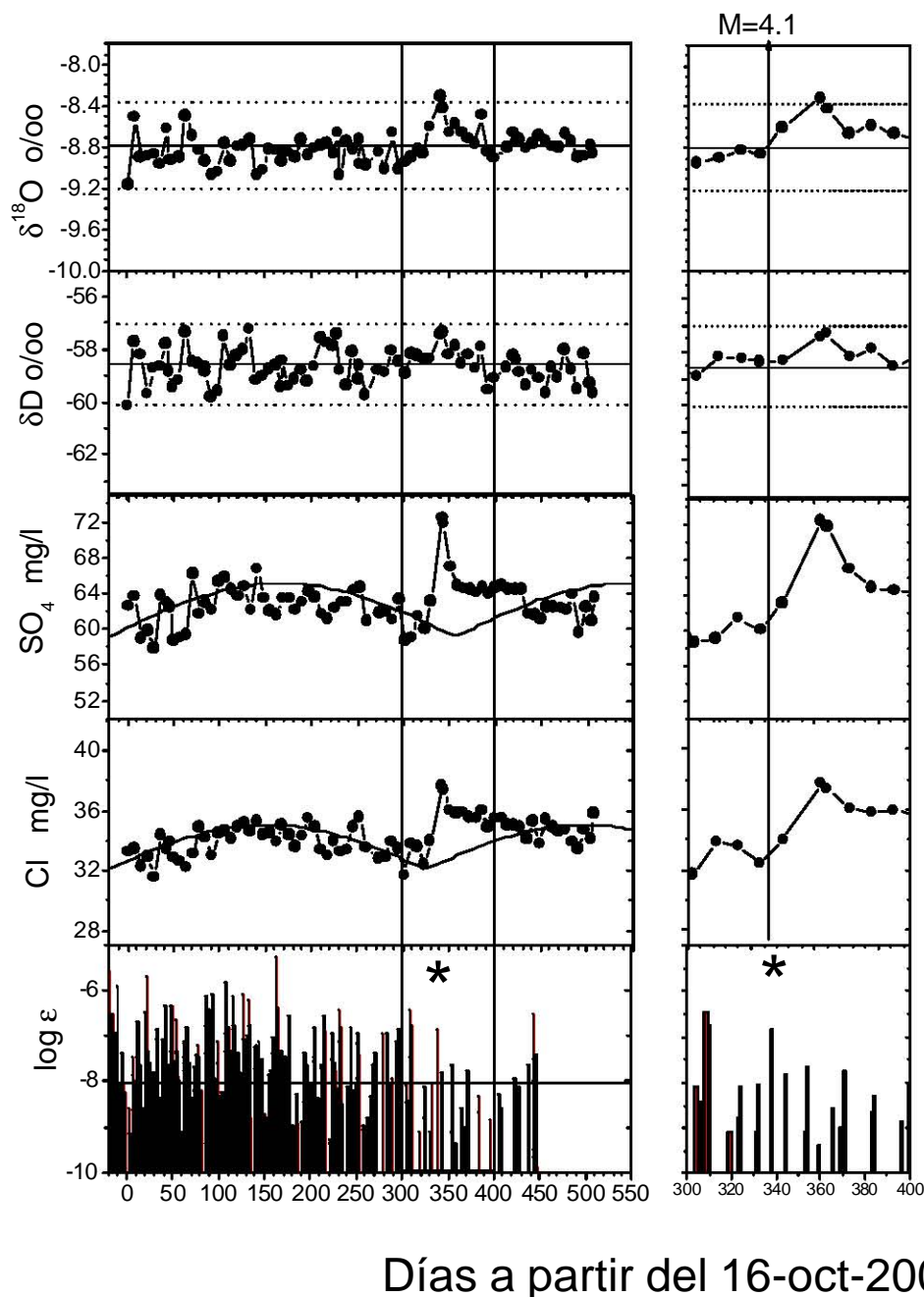


Figura 7.1 Series de tiempo de Cl , SO_4 , $d\text{D}$, $d^{18}\text{O}$ y valores $\log e$ para el Manantial Paso Real. La línea continua representa la media aritmética, mientras que la línea punteada representa el intervalo $2s$ de los parámetros geoquímicos. El asterisco el valor $\log e$ indica el sismo relacionado con la anomalía química e isotópica.

La mayoría de los sismos ocurridos en las inmediaciones del Manantial Paso Real son someros y algunos presentan distancias epicentrales <30 km, con $M > 4$. En las inmediaciones del Manantial Paso Real ocurrieron solamente 6 sismos ocurrieron con distancias de 10 ± 5 km (Tabla 2.1 y Figura 7.2). Los cambios en su composición química registrada en el Manantial Paso Real el día 22 de septiembre de 2003, puede relacionarse con la ocurrencia de un sismo de subducción de $M = 4.1$ (17.05 N; 100.02W), ocurrido el 18 de septiembre de 2003 a 10 ± 5 km del manantial (17.08N; 100.06W), con hipocentro de ~ 18 km de profundidad (Tabla 2.1, sismo 110 y Figura 7.2).

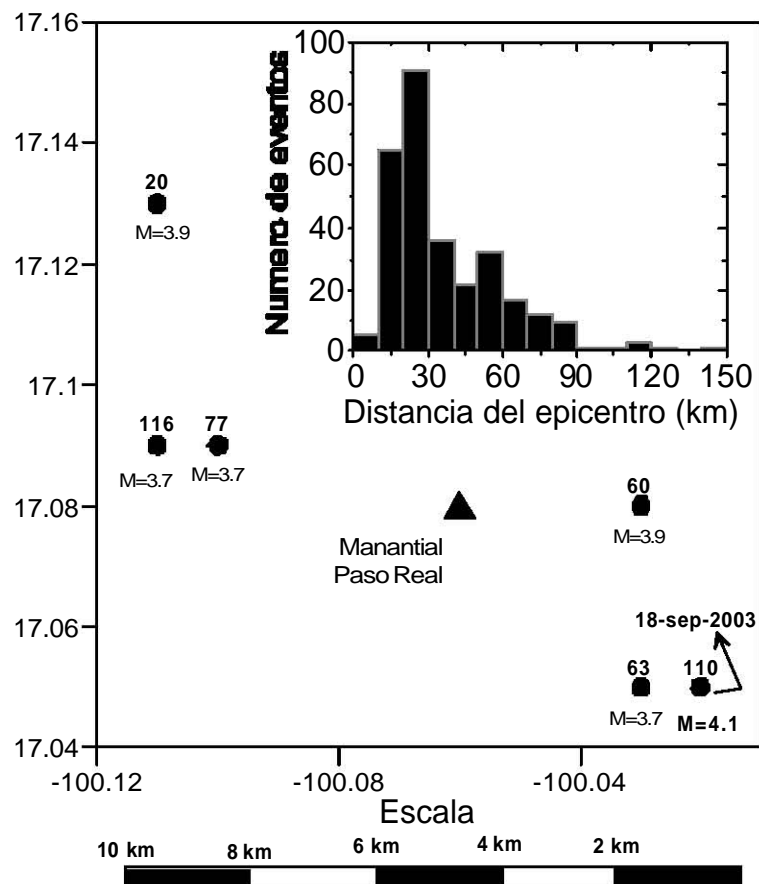


Figura 7.2 Distancia epicentrales y número de eventos alrededor del Manantial Paso Real. Sismos < 10 km de distancia del manantial.

El análisis químico para la muestra del día 10 de septiembre de 2003 no presentó cambio en su composición, por lo que la anomalía no está relacionada con precursores sísmicos; como la unidad de muestreo es de una semana; solamente se puede decir que la anomalía tuvo lugar después de la ocurrencia del

sismo, sin precisar cuantos días; ya que pudo haber ocurrido minutos antes de la recolección de la muestra.

VII.2 Manantial Dos Arroyos

En términos de $\log e$ el Manantial Dos Arroyos se presentan valores $< 10^{-8}$, sin que existan cambios hidrogeoquímicos relacionados con estos eventos, por lo que se confirma que la ecuación 2.1 no tiene ninguna la relación con cambios en la químicas y en los e isótopos estables de los manantiales (Figura 7.3).

La cantidad de sismos ocurridos en la parte oriente y suroriente de Acapulco cercanos al manantial Dos Arroyos es mucho menor que los ocurridos en la parte poniente de estudio; solamente tres epicentros presentan distancias < 10 km con respecto al manantial Dos Arroyos (Figura 7.4).

La anomalía registrada en el Manantial Dos Arroyos es significativa ya que las concentración del cloruro se incremento el 62 % con respecto del nivel base, el día 15 de enero de 2003 (Figura 7.3). En el ión sulfato también presenta respuesta similar sin embargo no rebasó la desviación 2σ de los datos.

El enriquecimiento de isótopos pesados en el Manantial Dos Arroyos coinciden con el incremento de las concentraciones del ión cloruro, para el día 15 de enero de 2003. La anomalía también fue identificada en $dD = -63.4$ ‰ del promedio de $dD = 68 \pm 1$ ‰ con una desviación del 7 ‰. Para el $d^{18}O = -8.5$ ‰ del promedio de $d^{18}O = 9.9 \pm 0.2$ ‰ con una desviación del 1.5 ‰. El tiempo en el que se recupera el nivel base de iones e isótopos en el Manantial Dos Arroyos es de tres semanas (Figura 7.3).

Dos sismos con $M = 3.8$ y $M = 4$, que ocurrieron el 11 y 16 de enero (de 2003 tuvieron profundidades de 26 y 18 km. Estos sismos con coordenadas epicentrales 16.98N; 99.59W y 17.00N; 99.64W, respectivamente (sismos 44 y 46, Tabla 2.1). Los sismos ocurrieron cerca de la localización del Manantial Dos Arroyos, cuyas coordenadas son 16.99 N; 99.66 W (Figura 7.4). Estos sismos

fueron los únicos que ocurrieron en este mes con distancias epicentrales al Manantial Dos Arroyos < a 10 km (Tabla 2.1 y Figura 7.4).

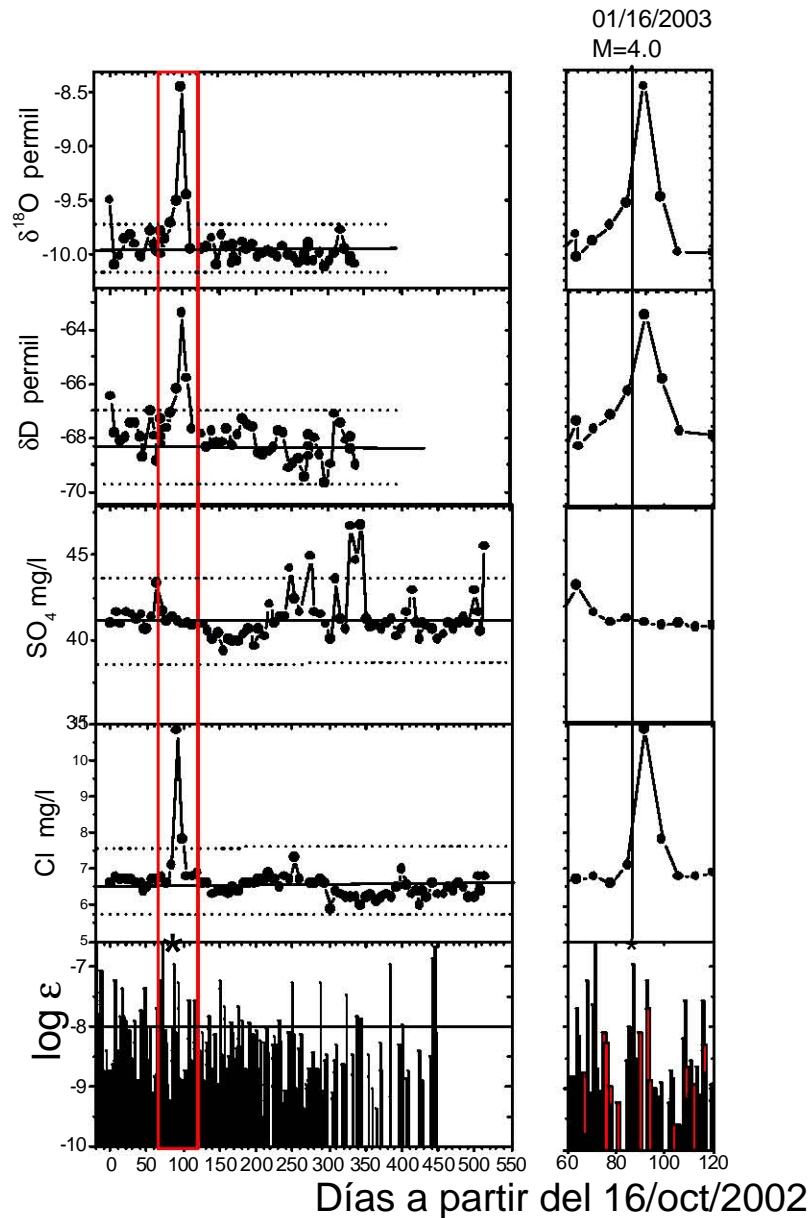


Figura 7.3 Series de tiempo de Cl , SO_4 , dD , $d^{18}O$ y valores $log \epsilon$ para el Manantial Dos Arroyos. La línea continua representa la media aritmética, mientras que la línea punteada es el intervalo $2s$ de parámetros geoquímicos. El asterisco en el valor $log \epsilon$ indica el sismo relacionado con la anomalía química e isotópica.

Si consideramos los cambios químicos ocurridos en el Manantial Dos Arroyos se registraron el 15 de enero del 2003 y el sismo ocurrido el 11 de enero

del mismo año, así como la unidad de muestreo (1 semana), no se puede distinguir si la anomalía ocurrió simultáneamente con el sismo o si los cambios fueron 1, 2, 3 y/o 4 días después de la ocurrencia del mismo. Con la unidad del tiempo del muestreo solamente se puede decir que los manantiales son sensibles a sismos con magnitud 4 y distancias hipocentrales de < 10 km.

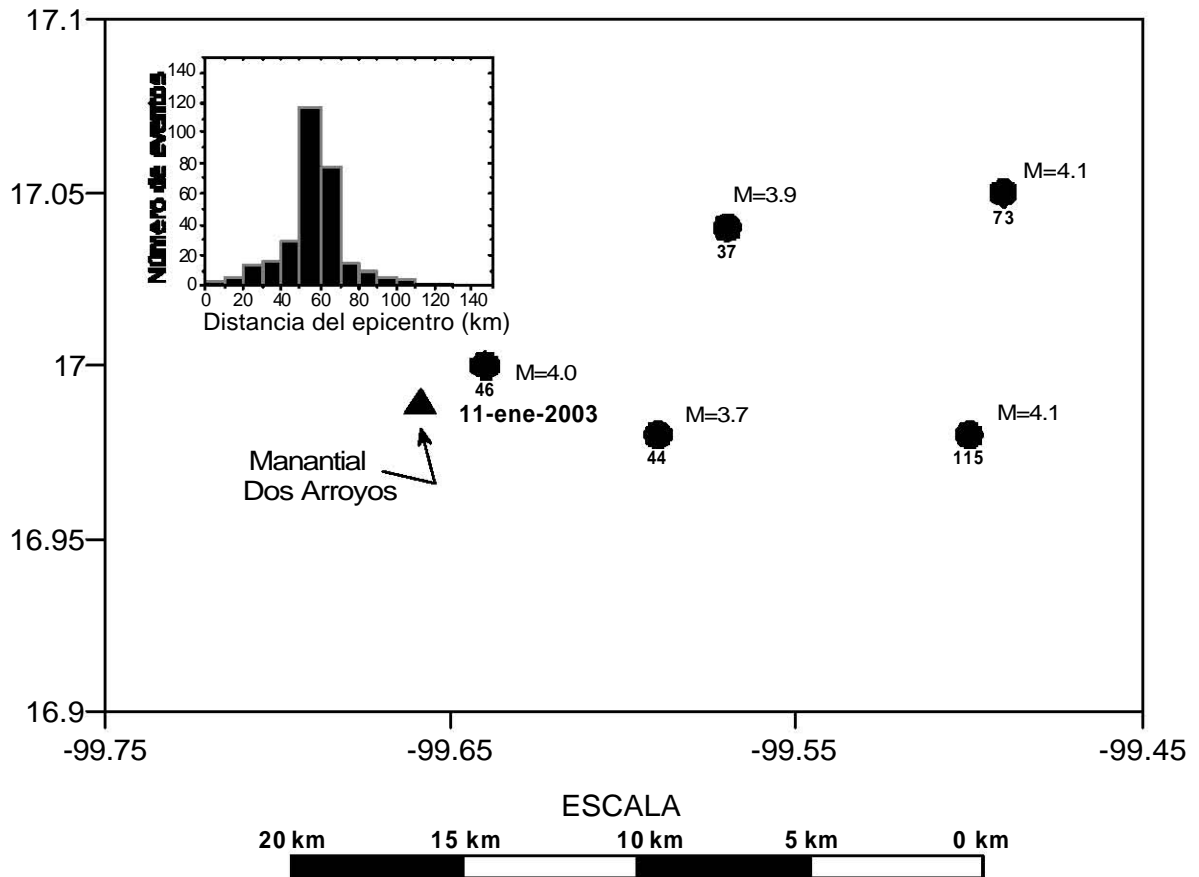


Figura 7.4 Distancia epicentrales y número de eventos alrededor del Manantial Dos Arroyos. Sismos < 10 km de distancia del manantial.

VII.3 Discusión

Dos anomalías significativas en la composición química e isotópica del agua ocurrieron en los manantiales Paso Real y Dos Arroyos. La única diferencia importante entre los demás eventos sísmicos fue su localización de sus epicentros. Estos dos sismos ocurrieron muy cerca y directamente debajo de los manantiales. Esta es la razón principal para relacionar estos sismos con las

anomalías hidroquímicas y no con otros sismos ocurridos antes o después del muestreo. Once sismos con magnitud $M \geq 4$ ocurrieron con un radio de 20 km a partir del manantial Paso Real y únicamente la localización epicentral de uno coincide con la localización del manantial.

El enriquecimiento de isótopos pesados solamente fue significativo en el Manantial Dos Arroyos, esto significa que ocurrió una mezcla con agua rica en cloruro e isotópicamente más pesada y no con agua superficial o agua de lluvia.

Las anomalías en la composición del agua de los manantiales Dos Arroyos y Paso Real, no están relacionadas entre sí; ni con los manantiales Coacoyul y Tamarindo, debido posiblemente a que en su enriquecimiento en cloruro e isótopos más pesados del agua podrían provenir de la parte más profunda de cada uno de los flujos que alimentan a cada manantial en particular. La mezcla fue provocada por la ocurrencia de un sismo con localización epicentral similar a la localización de los manantiales.

Otra posibilidad para explicar el enriquecimiento del cloruro en los manantiales Dos Arroyos y Paso Real, puede relacionarse con la mezcla de flujos profundos laterales, producidos por pulsos tipo pistón; ocasionado por un sismo que ocurre debajo del manantial. Este pulso mecánico debe estar orientado en la dirección de el flujo del manantial y el flujo lateral (desconocido) con que se mezcla temporalmente, para presentar anomalías con características químicas e isotópicas, distintas al nivel base de medición.

Los datos presentados en este trabajo confirman las sugerencias de Barsukov et al., (1985); Igarashi and Wakita (1990); Toutain et al., (1997); de que el mecanismo de las anomalías químicas en la mayoría de los casos esta relacionada con la mezcla de aguas de flujos subterráneos de diferente composición, aunque en el caso de los manantiales del Estado de Guerrero el miembro de agua con el que se mezcla es desconocido. El sitio con mayor potencial para el estudio de precursores hidrogeoquímicos es el Manantial Dos Arroyos debido a lo estable de la línea base de este manantial y a los cambios tan significativos registrados en el ión cloruro y en dD y $d^{18}O$.

VIII CONCLUSIONES

El interés principal del presente trabajo fue conocer el origen de los manantiales termales cercanos a la Ciudad de Acapulco, Guerrero; así como su sensibilidad química relacionada con la ocurrencia de sismos.

En los alrededores de la Ciudad de Acapulco hay seis grupos de manantiales termales que presentan particularidades geoquímicas, tales como: $pH \sim 10$; temperaturas ~ 40 °C y bajo contenido de $STD < 326.2$ mg/l, además de concentraciones de fluoruro de $\sim 3-11$ mg/l. Estos manantiales tienen bajas concentraciones de cationes Ca , Mg y $K < 2$ mg/l. La temperatura calculada de equilibrio agua roca ~ 100 °C.

Las burbujas de gas colectadas en los manantiales tienen concentraciones de $N_2 \sim 98\%$; el contenido de $CO_2 < 0.05\%$; las concentraciones de He son 300-1000 ppm con bajas relaciones ${}^3He/{}^4He < 0.2$ del valor atmosférico.

La composición isotópica de los manantiales que se encuentran en las cercanías de Acapulco evidencia relación con el agua meteórica. Se propone por medio del uso del $d^{18}O$ que la recarga de los manantiales termales se efectúa a una altitud de ~ 2.5 km, que corresponde con la Sierra Alquitrán.

Al considerar el cálculo de la temperatura de equilibrio agua roca, la profundidad de circulación del agua, la altitud de los manantiales y de la recarga, se obtiene que la profundidad de circulación es ~ 4 km de para los manantiales que se encuentran en los alrededores de la Ciudad de Acapulco.

Se realizó el modelado numérico, considerando que el agua es calentada a profundidad por el gradiente geotérmico (“agua termo-gradiente”). El modelado se realizó con 1 kg de agua con disolución de granito en 13 reactores. Se tomó en cuenta la composición química de la roca granítica, las concentraciones de F y Cl , el contenido de azufre total y carbono del carbonato proveniente del CO_2 y concentraciones iniciales de HCO_3 25-50 mg/l del agua meteórica; así como la cantidad de fluoruro originado por las rocas graníticas para obtener los contenidos de $F \sim 3-11$ mg/l en los manantiales termales de Guerrero.

La composición de gas modelada es cercana a la composición que presenta el Manantial el Coacoyul con 10-12% de CH_4 y su composición isotópica es característica de metano termogenico ($d^{13}C = -26\text{‰}$).

Se demuestra que este tipo de agua de baja salinidad y pH alcalino puede producirse como resultado de la interacción en alta proporción de la relación agua/roca granítica cuando las concentraciones de iones que forman minerales (principalmente Na) permanecen lo suficientemente bajos en la recristalización de minerales secundarios.

El monitoreo “hidro-sísmico” se realizó durante 75 semanas (octubre de 2002-marzo de 2004), por medio de análisis químicos e isotópicos en cuatro manantiales en la costa del Estado de Guerrero cerca de Puerto de Acapulco. Durante este período ocurrieron en un radio de 80 km tomando como centro el Puerto Acapulco 119 sismos con $3.8 \leq M \leq 5.3$.

Se identificaron anomalías en la química del agua las cuales exceden 2σ de la serie de datos y la precisión del método con picos positivos en los iones cloruro y sulfatos así como en isótopos estables (dD y $d^{18}O$). Las variaciones fueron registradas en los manantiales Paso Real y Dos Arroyos inmediatamente después de la ocurrencia de sismos con $M \sim 4$ con epicentros cercanos a la localización (± 5 km) a la localización de los manantiales.

Se identificaron anomalías simultaneas de Cl , dD y $d^{18}O$ en el Manantial Dos Arroyos y Cl y SO_4 en el Manantial Paso Real; sin embargo, estas anomalías no se relacionan entre sí con cambios hidroquímicos de estos mismos manantiales ni con los manantiales Coacoyul y Tamarindo.

Los datos de monitoreo muestran anomalías en el Manantial Dos Arroyos registrada el 8 de enero de 2003 en el ión cloruro, con el 62 % respecto a la media. En el del ión sulfato también presenta respuesta similar; sin embargo, no rebasan la desviación de $2s$. La anomalía también fue identificada en $dD = -63.4 \text{‰}$ del promedio de $dD = 68 \pm 1 \text{‰}$ con una desviación del 7 ‰. Para el $d^{18}O = -8.5 \text{‰}$ del promedio de $d^{18}O = 9.9 \pm 0.2 \text{‰}$ con una desviación del 1.5 % en.

Otra anomalía fue registrada el día 22 de septiembre de 2003 en el Manantial Paso Real en los iones sulfato y cloruro. Para este mismo día se registraron variaciones en la composición isotópica del agua sin rebasar los valores de 2σ ; con tendencia similar (incremento) a las anomalías registradas en los iones.

Las variaciones en el contenido de Cl y SO_4 en el agua de los manantiales sugiere mezcla de flujos subterráneos adyacentes con diferente composición que pueden ser perturbados debido al cambio repentino en la presión de poros y fracturas después de la liberación de la energía elástica.

El sitio que ofrece buenas perspectivas para la observación de cambios precursores hidroquímicos es el Manantial Dos Arroyos, debido a que existen cambios significativos en Cl , dD y $d^{18}O$, además de una línea base de medición estable.

El presente trabajo y la metodología utilizada son pioneros en México, en el reconocimiento de manantiales termales sensibles a la sismicidad y puede utilizarse en el futuro en el estudio de precursores hidrogeoquímicos relacionados con sismos de magnitud $M_w \geq 8$ con epicentros cercanos a la Ciudad de Acapulco, Guerrero.

IX REFERENCIAS

- Alaziz-Alvarez, S A., y Ortega-Gutiérrez. 1997. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa Estado de Guerrero. *Boletín de Mineralogía*. 13: (1) 3-32
- Anderson, J. G., Singh, S. K. J. M. Espindola., Yamamoto, J. 1989. Seismic strain release in the Mexican subduction thrust, *Phys. Earth Planet. Int.* 58: 307-322.
- Anderson, J. G., Brune J, Prince J, Quass R, Singh S K. Almora D, Bodin P, Oñate M, Vásquez R, Velasco J. M. 1994. The Guerrero Accelerograph network. *Geofísica Int.*, 37: 342-371.
- Astiz, C., Kanamori, H. Eissler. 1987. Source characteristics of earthquakes in the Michoacan seismic gap in Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 7, 1326-1346
- Barnes, I., O'neil, J. R., Trescases, J. J. 1978. Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42: 144-145.
- Barsukov, V.L., G. M, Varshal, A.B. Garanin., Serebrennikov, V. S. S. 1984. Hydrochemical Precursors of Earthquakes, in Earthquake Prediction (Terra/Unesco, Tokyo/Paris, pp 169-180).
- Barsukov, V.L., Varshal, G. M., Zamokina, N. S. 1985, Recent results of hydrogeochemical studies for earthquake prediction in the USSR. *PAGEOPH.* 122: 143-156.
- Bevis, M., and Isacks, B. L. 1984. Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of the Benioff zones. *J. Geophys. Res.* 89: 6153-6170.
- Biagi, P. F., Castellana L. Piccolo, R., Minafra A., Maggipinto, G., Ermini, A., Capozzi, V., Perna, G. Khatkevich., Gordeev, E. I. 2004. Disturbances in Groundwater chemical parameters related to seismic and volcanic activity in Kamchatka (Russia). *Natural Hazards and Earth System Sciences.* 4 535-539.
- Bowers, T.S., and Taylor, H. P. 1985. An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of mid-ocean ridge hot spring systems. *J. Geophys. Res.* 90: 12583-12606.
- Bruni, J., Canepa, M., Chiodini, G., Cioni, R., Cipolli, F., Longinelli, A., Marini, L., Ottonello, G., Zuccolini, M. V. 2002. Irreversible water-rock mass transfer accompanying the generation of the neutral, Mg-HCO₃ and high-pH, Ca-OH spring waters of the Genova province, Italy. *Applied Geochemistry.* 17: 455-474.
- Bucher K. and Stober I. 2000 The composition of groundwater in the continental crystalline rocks. Eds I. Stober and K. Bucher. Kluwer Academic The Netherlands, pp. 141-176.
- Burbach, G., Frolich, C. Pennington W., Matumoto, T. 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.* 89: 7719-7735.
- Cai, Z., Shi, H., Zhang, W., Luo, G., Shi, X., Yang H. 1984. Some applications of fluid-geochemical methods to earthquake prediction in China. International Symposium on Continental Seismology and Earthquake Prediction Seismological Press, 384-395.
- Campa, M. F., and Coney, P. J. 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences.* 20: 1040-1051.
- Cataldi, R., Mongelli, F., Squarci, P., Taffi, L., Zito, G., Calore, C. 1995. Geothermal ranking of Italian territory. *Geothermics.* 24: 115-129.
- Cello, G., Mazzoli, S., Tondi, E., Turco, E. 1997. Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics.* 272: 43-68.
- Chiodini, G., Frondini, F., Ponziani, F. 1995. Deep structures and carbon dioxide degassing in Central Italy. *Geothermics.* 24: 81-94.
- Cioni, R., Farelli, G., Guidi, M., Kinyariro, J. K., Marini, L. 1992, Lake Bogoria hot springs (Kenya): geochemical features and geothermal implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 50: 231-246.

Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1998. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Chilpancingo. Escala 1:250,000 (E14-8), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.

Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1999. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Zihuatanejo. Escala 1:250,000 (E14-7-10), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.

Consejo de Recursos Minerales (CRM), 2000. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Acapulco. Escala 1:250,000 (E14-11), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.

Cortés, A. y Durazo, J. Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. Ingeniería hidráulica en México. XVI, 2: 93-102.

Craig H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 natural waters. *Science*. 133:1833.

Craig, H. Chung, Y., Poreda, R., Lupton, J., Damasceno, S. 1980. Fluid phase earthquake precursor studies in Southern California. EOS, Transactions of the American Geophysical Union (abstracts) 61, 46, 1035.

Craig, H., Chung, Y., Poreda, R., Lupton, J., Damasceno, S. 1981. Investigation of radon and helium as possible fluid-phase precursor to earthquakes. U.S. Geological Survey Open-file Report No 81-278, 36 p.

Christiansen, E. H., and Lee, D. E. 1986. Fluorine and chlorine in granitoids from the Basin and Range province, western United States. *Economic Geology*, 81: 1484-1494.

Cserna, Zoltan de, 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. UNAM, Instituto de Geología. 62: 77

Das, S., and Scholz, C.H. 1981 Off-fault aftershock cluster caused by shear increase?. *Bull Seismol. Soc. A.m.*, 71: 1669-1675.

Das, S and Scholz, C. H. 1983. Why large earthquakes do not nucleate at shallow depths. *Nature* 305: 621-623.

Dean, B. W., and Drake, C. L. 1978. Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America arc. *J. Geol.*, 86, 111-128.

Deines, P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: (P.Fritz and J.Fontes, eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, pp 329-406.

Demets, C. and Stein, S. 1990. Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.*, 95, 21, 931-21, 948.

Deng J, and L.R. Sykes 1997. Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective. *J. Geophys. Res.*, 102: 9859-9886.

Dobrovolsky, I.P. Zubkov, S.I., Myachkin, V.I. 1979. Estimation of the size of Earthquake preparation zone. *Pageoph.*, 117: 1025-1044.

Domínguez, J. 1994. Determinación de la estructura de velocidades en la costa de Guerrero utilizando la sismicidad local, tesis Maestría, 58pp., Posgrado en Geofísica. UNAM.

Drever, J. I. 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall, N.J. 07632, 388 p.

Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004. Geological Evolution of the Xolapa Complex, Southern Mexico. Evidence from U-Pb Zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin.*, 116, 1016-1025.

Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J. 1977. Chemistry and Geothermal Systems. Energy Science

and Engineering: Resources, Technology, Management. An International Series Jesse Denton Belton Texas. Academic Press.

Faure G. 1998. Principles and applications of inorganic geochemistry. 2 nd ed. Prince Hall, Inc.

Favara R., Italiano, F., Martenellig. 2001. Earthquake-induced chemical changes in thermal waters of Umbria region during the 1977-1998 seismic swarm. *Terra Nova.*, 13,3: 227-233.

Fleisher, R. L. 1981. Dislocation model for radon response to distant earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 8: 477-480

Fleisher, R. L. and Mogro-Campero, A. 1985. Association of subsurface radon changes in Alaska and the northeastern United States with earthquakes. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 49: 1061-1071.

Fournier, R. O. 1989. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In Rybach, L. and Muffler, L. J.P.(eds) *Geothermal Systems: principles and Case Histories*. J. Wiley, New York, 109-143.

Friedmann, H. 1985. Anomalies in the radon content of spring water as earthquake precursor phenomena. *Earthquake Prediction Research* 1: 179-189.

Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749-2765.

Grichuk, D.V. and Borisov, M. B. 1983. Thermodynamic model of a hydrothermal system in oceanic crust. *Doklady. Ac. Sci USSR.*, 270, 424-427.

Grichuk, D.V. 2000. *Thermodynamic Models of Submarine Hydrothermal Systems*. Moscow, Scientific World, 304 p.

Guerrero-Garcia, J.C. 1975, Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology [Ph.D. thesis]: Dallas, University of Texas, 131 p.

Heinicke J. Italiano F. Lapenna V. Martinell G., Nuccio P.M. 2000. Coseismic geochemical variations in some gas emissions of Umbria Region (Central Italy). *Phy.Chem. Earth.* 25: 289-293.

Helgerson, H.C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal Of Science.* 26: 729-804.

Hem, J.D. 1992. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. US Geological Survey water-supply paper. 2254: 264 p.

Herrmann, U. R., Nelson, B. K. and Ratschbacher, L. 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico). *Tectonics.* 13 455-474.

Honda, M., Kurita, K., Hamano, Y. and Ozima, M. 1982. Experimental studies of He and Ar degassing during rock fracturing. *Earth and Planetary Science Letters.* 59: 429-436.

Igarashi, G., Saeki, S., Takahata, N., Sumikawa, K., Tasaka, S., Sasaki, Y., Takahashi, M. and Sano, Y. 1995. Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. *Science.* 269: 60-61.

Igarashi, G. and Wakita, H. 1990. Groundwater radon anomalies associated with earthquakes. *Tectonophysics.* 180: 237-254.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). 1985. E-14-11 Carta Geológica Acapulco Escala 1:250,000

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). 1985. Carta Geológica Hoja Zihuatanejo. Escala 1:250,000 (E14-7-10)

Ishihara, S. and Terashima, S. 1989. Carbon contents of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of Japan. *Geochem.J.* 23: 25-36.

Italiano, F., Martinelli, G., Rizzo A. 2004. Geochemical evidence of seismogenic-induced anomalies in the dissolved gases of thermal waters: A case study of Umbría (Central Apennines, Italy) both during and after the 1997-1998 seismic swarm. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5: Q11001, doi:10.1029/2004GC000720.

Kelleher J., Sykes L., Oliver J. 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. *J. Geophys Res.* 78: 2547-2585.

King, C. Y. 1978. Radon emanation on San Andreas Fault. *Nature.* 271: 516-519.

King, C. Evans, W. C. Presser, T., Hursk, R. H. 1981. Anomalous chemical changes in well waters and possible relation to earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 8, 5: 425-428.

King, C. Y. 1985 Impulsive radon emanation on a creeping segment on the San Andreas fault, California. *Pure. Appl. Geophys.* 122: 340-352.

King, C. Y. 1986 Gas geochemistry applied to earthquake prediction . An overview. *J. Geophys. Res.* 1: 12269-12281.

King, G. C. P and Cocco, M. 2000 Fault interaction by elastic and termination of earthquake rupture. *Advances in Geophys.* 44: 1-38.

Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., Bilham, R. 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters.* 30(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.

Kraynov, S.R., and Ryzhenko, B. N. 1997. Origin of chloride ground waters and brines in crystalline massifs: evidence from thermodynamic modeling of geochemical processes in water-granite system. *Geochemistry Int.* 35: 1035-1057.

Kostoglodov, V. and Ponce L. 1994. Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench. *J. Geophys. Res.* 99:729-742.

Kostoglodov V., Bandy, W., Domínguez J., Mena, M. 1996. Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, México. *Geophysical Research Letters.* 23: 3385-3388.

Kostoglodov, V., and Pacheco, J. F., 1999. One hundred years of seismicity in Mexico, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México City.

Kostoglodov, V., Valenzuela, R. W., Gorbato, A., Mimiaga, J., Franco, S. I., Alvarado J. A., Peláez, R. 2001. Deformation in the Guerrero seismic gap, Mexico, from leveling observations, *J. Geodesy.* 75 (1) 19-32.

Kostoglodov, V., Singh, S. K., Hutton, W., Sanchez, O., Larson, K. M., Lowry, A. R. 2002. How frequent are subduction aseismic slip events in Guerrero, Mexico. *Seism. Res. Lett.* 73: 245.

Li, G., Jaing, F., Wang, J. and Zhang, P. 1985. Preliminary results of seismochemical research in China. *PAGEOPH.* 122: 218-230.

Lomnitz, Cinna. 1994. Fundamentals of Earthquake Prediction. John Wiley & Sons, Inc. New York.

Manea, V.C. M. Manea, V. Kostoglodov, C.A. Currie, and G. Sewell. 2004. Thermal Structure, Coupling and Metamorphism in the Mexican Subduction Zone Beneath Guerrero. *Geophys. J. Int.* 158: 775-784 doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x

Mazor, E. (1997), "Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology". The Applied Approach, second edition, Revised and Expanded.

McNally K. C. and Minister, J. B. 1981. Nonuniform seismic slip rate along Middle America Trench. *J. Geophys Res.* 86: 4944-4959.

Mendoza, J. and Hartzell. 1989. Slip distribution of the 19 september 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near source and teleseismic constraints. *Bull. Seism. Soc. Am.* 79: 655-669.

- Mendoza, J. 1993. Coseismic slip of two large Mexican earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the Michoacan plate boundary segment. *J. Geophys. Res.* 98: 8197-8210.
- Mendoza, J. 1995. Finite fault analysis of the 1979 March 14, Petatlan, Mexico earthquake using teleseismic P waveforms. *Geophys. J. Int.* 121: 675-683.
- Meschade, M., Frisch, W., Herrmann, U. R., Ratschbacher, L. 1996, Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics.* 266: 81-100.
- Mikumo, T., Miyatake T., Santoyo, M.A.. 1998. Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interplate earthquakes in the Mexican subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88: 686-702.
- Mikumo T., Singh, S.K., Santoyo, M.A. 1999. A possible stress interaction between large thrust and normal faulting earthquakes in the mexican subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89: 1418-1427.
- Mikumo, T., Santoyo, M.A., Singh, S.K.. 2000. Dynamic rupture and stress change in normal faulting earthquakes in the subducting Cocos plate. *Geophys. J. Int.* 140: 611-620.
- Mikumo, T., Y. Yagi, Singh, S.K., Santoyo, M.A. 2002. Coseismic and postseismic stress changes in a subducting plate: Possible stress interactions between large interplate thrust and intraplate normal faulting earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 107, B1, ESE5-1-ESE5-12.
- Miller J. C y Miller J. N. 1993 , Estadística para química Analítica. Eds. Addison- Wesley Iberoamerican, S. A. Delawer, E.U.A.
- Magro-Campero, A., Fleischer, R. L., Likes , R. S. (1980), Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes. *J. Geophys. Res.* 85 (B6): 3053-3057.
- Molnar, P., and Sykes, R. L. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am Bull.* 8: 1639-1684.
- Molnar, P., and Atwater T. 1978. Interarc spreading and cordileran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Eart Planet, Scci Lett.* 330-340.
- Morán-Zenteno, D. J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región Tierra Colorada - Acapulco - Cruz Grande, Estado de Guerrero [Tesis Doctorado]: Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chavez, P., Tolson, G. 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters.* 141: 51-65.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macias-Romo, C., Alva-Aldave, L., Hernandez-Bernal, M. S., y Solis-Pichardo, G. N. 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences.* 12: 513-535.
- Morelli, A., G. Ekstrom., M Oliveri. 2000, Source properties of the 1997-1998 Central Italy earthquake secuencia from inversion of long-period and broad-band seismograms. *J. Seismol.*, 4: 365-375.
- Nagamine, K., 1994. Origin and coseismic behavior of mineral spring gas at Byakko, Japan, studied by automated gas chromatographic analyses. *Chem. Geol.* 114: 3-17.
- Nishenko, S. P., and Singh, S. K. 1987. Conditional probabilities for de recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican Subduction Zone. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77: 2095 - 2114.
- Nixon, G. T. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of the suboceanic litosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93: 514-523.

Nordstrom D. K., Lindblom S., Donahoe R. J., Barton C.C. 1989 Fluid inclusions in the Stripa Granite and their possible influence on the groundwater chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 53: 1741-1755.

Nur, A. 1972. Dilatancy, pore fluids, and and premonitory variations in ts/tp temes. *Bull Seism. Soc. Amer.* 62: 1217-1222.

O'Neil, J. R., and King, C. Y. 1981. Variations in stable-isotope ratios of ground waters in seismically active regions of California. *Geophys. Res. Lett.* 8,5: 429-432.

Ortega-Gutierrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional.* 20: 177-202.

Pacheco, J. F., A. Iglesias., Singh. S.K. 2002. The October 8, 2001, Coyuca, Guerrero, Mexico earthquake (Mw=5.9): a normal fault in an expected compression environment. S. S. A. 2002 Meeting.

Pardo, M., and Suárez G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico-seismic anti tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100: 12357-12373.

Prasolov, E. M., Polyak, B. G., Kononov V. I., Verkhovskii, A.B., Kamenskii, I.I., Prol, R. M. 1999. Inert gases in geothermal fluids of Mexico. *Geochem. Int.* 37: 128-144.

Pindell, J. L., and Barrett, F. 1990. Geological evolution of Caribbean region; A plate tectonic perspective, in *The Geology of North America, Vol H, The Caribbean region*, edited by Dengo y J E Case, pp 405-432, Geological Society of America, Boulder, Colorado.

Pindell, J. L., Cande, S. C. Walter, Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Lebreque, J., Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics.* 155: 121-138.

Poitrasson F., Dundas S., Toutain J., Munoz M., Rigo A. 1999. Earthquake-related elemental and isotopic lead anomaly in a springwater. *Earth and Planetary Science Letters.* 169: 269-276

Ramírez-Guzmán A., and Y. Taran. 2004. Chemical and isotopic characteristics and origin of high-pH thermal springs near Acapulco, State of Guerrero, Mexico. *Water- Rock Interaction. A. A. Balkema Publishers . Wanty & Seall (eds) © 2004 Taylor & Francis Group, London, pp 489, 490. ISBNB 90 5809 6416.*

Ramírez-Guzmán, A., Taran Y., Amienta, M., 2004. Geochemistry and origin of high-pH thermal springs in the Pacific coast of Guerrero, Mexico. *Geofísica Internacional.* 43,3: 415-425.

Ramírez-Guzmán, A., Taran Y., A., Bernard, R., Cienfuegos, E., Morales, P. 2005. Variations in the chemical and isotopic composition of thermal springs near Acapulco, Guerrero, Mexico, related to seismic activity. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences.* 16, 4: 731-743.

Reed, M., and Spycher, N. 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 48: 1479-1492.

Rikitake T. 1984. Earthquake precursors, in *Earthquake Prediction (Terra/Unesco, Tokyo/Paris, pp 169-180).*

Robinson, K.L., Gastil, R.G., Campa, M.F., Ramirez-Espinosa, J., 1989, Geochronology of basement and metasedimentary rocks in southern Mexico and their relation to metasedimentary rocks in Peninsular California: Geological Society of America Abstracts with Programs. 21 (59) p. 135.

Sano, Y., and Wakita, H. 1985. Distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and its implications for geotectonic structure of the Japanese Island. *J. Geophys. Res.* 90: 8729-8741.

Santoyo G. M. 2005 Estudio de las fuentes sísmicas e interacción de esfuerzos durante algunos grandes sismos recientes en la zona de subducción del Pacífico Mexicano. Tesis

Doctorado, 156pp., Posgrado en Geofísica. UNAM.

Segovia, N., Seidel, J.L., Monnin, M M. 1987 Variations of radon in soils induced by external factors. *J. Radioanal.Nucl. Chem. Lett.* 119: 199-329.

Servicio Meteorológico Nacional <http://smn.cna.gob.mx/boletín>

Servicio Sismológico Nacional <http://ssn.unam.mx>

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines activen Kontinentalsandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco, Ph D. Thesis, 2002 pp., Univ. München Munich, Germany.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler H. 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. *Tectonics.* 14: 1339-1350.

Scholz, C. H. 1972. Crustal movements in tectonic areas. *Tectonophys.* 14: 201-217.

Scholz C.H. 2002 The mechanics of Earthquakes and faulting. Cambridge University Press 2002.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, Fernando., Speed, R. C., (1993), Tectonostratigraphic terranes y tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper. 278, 153.

Shvarov, Y. V. 1988. Calculation of the equilibrium composition of hydrochemical systems by the free energy minimization. In: Geochemical modeling and prediction methods in hydrogeology. Moscow, Nedra, pp 109-151.

Singh, S.K., Espindola, J. M., Yamamoto, J., Javskov. 1981. Seismic potencial of Acapulco-San Marcos region along the Mexican subduction zone. *Geophy. Res. Lett.* 9: 633-636.

Singh, S. K., and Mortera, F. 1991. Source time functions of large Mexican Subduction Earthquakes, morphology of the Benioff Zone, age of the plate and their Tectonic Implications. *J. Geophys. Res.* 96: 21487-21502.

Singh, S. K., and Pardo, M. 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20: 1483-1486.

Sobolev, G. A. 1984. The study of failure forerunners on the big samples International Symposium on Continental Seismicity and Earthquake Precursors, Seismological Press, pp 515-524.

Stein, R.S., King, G.C.P., Lin, J. 1994. Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California earthquake by its predecesors. *Science.* 265: 1432-1435.

Stein, R.S., A. Barka., Dieterich, J. 1997. Progressive failure of the north Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.* 128: 594-604.

Stoiber, R. E., and Carr, M. J. 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentacion of Central America. *Bull. Vulcanol.* 37: 304-325.

Sugisaki , R., and Sugiura, T. 1985. Geochemical indicator of tectonic stress resulting in an earthquake in central Japan, 1984. *Science.* 229: 1261-1262.

Sugisaki, R., and Sugiura, T. 1986. Gas anomalies at three mineral springs and fumarole before an inland earthquake, central Japan. *J. Geophys, Res.* 91: 12296-12304.

Sugisaki, R., Ito T., Nagamine, K., Kawabe, I. 1996. Gas geochemical changes at mineral springs associated with the 1995 southern Hyogo earthquake (M = 7.2), Japan. *Earth and Planetary Science Letters.* 139: 239-249.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C. 1990. Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap. *Nature.* 345: 336-338.

- Taran, Y. A., Inguaggiato, S., Varley, N., Capasso, G., Favara, R. 2002. Helium and carbon isotopes in thermal waters of the Jalisco Block, Mexico. *Geofísica Int.* 41: 459-566.
- Taran, Y., Ramírez-Guzmán, A., Bernard, R., Cienfuegos, E., Morales, P., 2005. Seismic-related variations in the chemical and isotopic composition of thermal springs near Acapulco, Guerrero, Mexico. *Geophys Res. Lett.* 32: L14317, doi:10.1029/2005GL022726.
- Thomas, D. 1988. Geochemical precursors to seismic activity. *Pure appl. Geophys.* 126: 241-265.
- Toda S., R. S. Stein, P. A. Reasenberg, J. H. Dieterich, and A. Yoshida. 1998. Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.* 103: 24543-24565.
- Torres-Rodríguez V., Arellano-Gómez V; Barragán-Reyes R. M; González-Partida E; Herrera-Franco J. J; Santoyo-Gutiérrez E; Venegas-Salgado S. 1993. Geotermia en México. Programa universitario de energía. Coordinación de la Investigación Científica UNAM.
- Truedell, A. H., and Hulston, J. R. 1980. Isotopic evidence on environments of geothermal systems. In: (P.Fritz and J.Fontes, eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, pp 179-226.
- Turcotte, W. L. 1991. Earthquake prediction. *Annu. Rev Earth Planet. Sci.* 19 : 263-281.
- Toutain, J.P., Muñoz, M., Poitrasson, F., Lienard, A. C. 1997. Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L=5.2$ Pyrenean earthquake. *Earth and Planetary Science Letters.* 149: 113-119.
- Toutain, J. P., and Baubron J. C. 1999. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics.* 304:1-27.
- Tsugai, U., and Wakita, H. 1995 Precursory chemical change in ground water: Kobe earthquake Japan. *Science.* 269: 61-63.
- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 1984. Earthquake Prediction. Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo/Paris 989 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Flores-Ruiz, J. H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Reviews.* 38: 176-194.
- Uyeda, S., and Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84:104-61.
- Valdez, C., Mooney, W., Singh, K., Meyer, S., Lomnitz, C., Luetgert, J., Hesley, C., Lewis, B., Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America.* 76: 547-563.
- Venturelli, G., Boschetti, T., Duchi, V. 2003. Na-carbonate waters of extreme composition: Possible origin and evolution. *Geochemical J.* 37: 351-366.
- Vlaar, N. and Wortel, M. J. 1976. Lithospheric aging, instability, and subduction. *Tectonophysics.* 32: 331-51.
- Wakita, H., Nakamura, Y., Sano, Y. 1988. Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *Pure Appl. Geophys.* 125: 267-278.
- Wakita, H. 1996. Geochemical challenge to earthquake prediction. Colloquium "Earthquake Prediction: The Scientific Challenge". *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 93: 3781-3786.
- Welhan, J. A. 1988. Origin of methane in hydrothermal systems. *Chemical Geology.* 71: 183-198.
- Whitcomb, J. H. 1973. Garmany, J. D. and Anderson, D. L. 1973. Earthquake prediction-variation of seismic velocities before San Francisco earthquake. *Science.* 180: 632-635.

Wideman, C. J. and Major, M. W. 1967. Strain steps associated with earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 57: 1429-1433.

Wood, B.J and Walther, J.V. 1983. Rates of hydrothermal reactions. *Science.* 222: 413-415.

Wyss, M. 1997. Second round of evaluations of proposed earthquake precursors. *Pure Appl. Geophys.* 149: 3-16.

Yagi, Y., T. Mikumo, J. Pacheco., Reyes, G. 2004. Source rupture process of the Tecomán, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94: 1795-1807.

Ziagos, J.P., D. D. Blackwell, Mooser, F.1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction. *Journal of Geophysical Research.* 90: 5410-5420.

Zheng, Y., Zhu, Y., Liu, J.2001. Carbonaceous material in S-type Xihaushan granite. *Geochem. J.* 35: 145-153.

ANEXO1

Como utilizar el programa CHILLER para calcular y modelar la interacción agua-roca

CHILLER es un programa para calcular multi-componentes, heterogéneos equilibrios químicos entre los sólidos, gases y la fase acuosas. El programa ha sido creado por M. Reed y D.Spycher en 1988 y desde este tiempo es uno de los más populares programas de cómputo para la modelación en termodinámica geoquímica.

En CHILLER se aplica el método de Newton-Raphson para resolver a un sistema de ecuaciones de balance de masa y acción de masa junto con el balance de calor si es necesario. Para un juego de condiciones (temperatura, presión, la composición total del sistema química) el CHILLER calcula la composición de los sólidos, fase acuosas y gaseosa en equilibrio. Para modelación de los procesos geoquímicos, CHILLER puede cambiar T y P, entalpía o composición y número de fases paso por paso con re-calculación de equilibrio después de cada paso.

Este programa fue desarrollado en la época cuando WINDOWS todavía no existió. Por eso, todos los archivos deben escribirse en la moda DOS, muy estricto, con correctas posiciones de líneas, letras y números.

El archivo CHILLRUN para calcular la interacción agua-roca

Este archivo contiene los datos específicos para el modelo en consideración. El programa GEOCAL puede ser utilizada para crear un archivo preliminar describiendo la composición de la fase acuosas. Una descripción del contenido y formato de este archivo sigue:

- Líneas 1 – 4 son blancas
- Línea 5: ERPC, PH, PFLUID, TEMP, SINC, SLIM, TEMPC, TOTMIX

Donde:

ERPC – El límite de convergencia de las ecuaciones de balance de masa y acción de masas (10-12 el valor predeterminado)

PH – pH de la solución. Si es dado, el contenido total de H⁺ va ser calculado. Si no, el pH va ser calculado del contenido total de H⁺

PFLUID – La presión inicial del sistema en bars

TEMP – Temperatura inicial del sistema en grados C. Esta limitada en el programa en el rango de 20-300°C

SINC – Un parámetro para incrementar pasos de calculaciones (step increment). Este parámetro puede tener diferente sentido: temperatura, presión, moles de reactantes o fracciones de calor. No puede ser cero.

SLIM – El límite de temperatura o presión o otros parámetros (step limit)

TE MPC – Temperatura de una solución que se mezcla con la solución inicial

TOTMIX – el contenido total de reactant ya mezclado con el compuesto inicial. El valor inicial es cero.

- Líneas 6 y 7 son blancas
- Línea 8: ENTH, SENTH, DENTH, TOTWAT, SOLMIN, RM, AQGRM, SUPRNT

ENTH, SENTH, DENTH, TOTWAT – no se utilizan en nuestro caso.

SOLMIN – El contenido máximo de fases puros. No se utiliza en nuestro caso.

RM – El parámetro entre 0 y 1 para facilitar la convergencia.

AQGRM - (aqueous grams) el contenido de fase aquejosa inicial.

SUPRNT – La molalidad mínima de especies derivadas en calculaciones para imprimirlos.

- Líneas 9 y 10 son blancas
- Línea 11: BSTOT, C, IFRAC, IPUNCH, NLOOP, ISTEP, LIMSOL, LOOC, IENTH, ITREF, IDEAL, IPSAT, INCREM, INCP, MINSOL

BSTOT – El número de especies de componentes en el archivo SOLTHERM, que es el archivo de datos termodinámicos.

C – Ión para usarlo en el balance de cargos. C=3 para Cl

IFRAC – Indica si remover unos minerales sobresaturados del sistema o no.

IPUNCH – Si no es cero, el programa va a imprimir una versión compacta del archivo de la salida.

NLOOP – El número máximo de Newton-Raphson iteraciones

ISTEP – imprimir “step by step”

LIMSOL – un parámetro para calcular las composiciones de soluciones sólidas.

LOOC – Un parámetro para discriminar minerales supersaturados del sistema.

IENTH – Un parámetro para calcular el balance de entalpía. No se utiliza aquí.

ITREFF – Este parámetro se utiliza cuando hay problemas con convergencia.

IDEAL – Si no es cero, se utiliza para calcular el mezclado no ideal de gases no ideales

IPSAT – Si no es zero, se puede calcular el exacto valor de la presión de saturación relativamente de cada gas en el sistema.

INCREM – No utilizamos en los cálculos (incremento automático)

INCP – Un parámetro para calcular sistemas hirviendo

MINSOL – Si es 1, todos los fases sólidos en gramos; 2 – lo mismo con unas complicaciones; 3 – en moles.

- Líneas 12 y 13 son blancas
- La tabla de especies aquejosos (iones) con las columnas: SAQ, NAME, MTOT, MTRY, GAMMA, COMTOT

SAQ – el número de la especie (componente) en la base SOLTHERM

NAME – el nombre del componente (HCO₃⁻, Cl⁻, Na⁺, etc)

MTOT – el contenido del componente en moles en el sistema

MTRY – las molalidades de componentes iniciales, para empezar el calculo.

GAMMA – coeficientes de actividad de especies

COMTOT – Concentraciones de componentes en la solución de mezcla

- Dos líneas blancas
- SATMIN y MINTRY

SATMIN – nombres de minerales y/o gases en saturación en el sistema (exacto como en la base SOLTHERM)

MINTRY – el contenido inicial (“trial”, para tratar) de minerales y/o gases

- Dos líneas blancas
- NOMOX, WTPC

NOMOX – la nombres de componentes de la roca (como óxidos o minerales o gases)

WTPC – cantidad de componentes de la roca (porcentaje de peso o molar)

- Dos líneas blancas
- SUPNAM – nombres de los minerales, componentes aquejosos o gases los cuales no participan en el calculo (para facilitar la convergencia). No mas de 20

Ejemplo del archivo CHILLRUN:

Guerrero 2mm monzonite
chiller 99

< erpc >< ph >< pfluid >< temp >< tempc ><volbox-1><rhofresh>< rhoroc >
0.1000E-11 0.00000 100.00000 100.00000 0.00000 1.00000 0.00000 2.50000

< sinc >< slim >< totmix >
0.100000000E-010.500000000E-01 0.00000000

< enth >< senth >< denth >< totwat >< solmin >< rm >< aqgrm >< suprnt >
0.00000 0.00000 0.00000 90.000000.0000E+00 0.00000 0.000000.1000E-19

----- c ifra ipun nloo iste lims looc ient itre idea ipsa incr incp mins neut
awat
0 3 0 1 100 0 1 0 0 0 0 1 0 0 1 0
0

saq> < name >	< mtot >	< mtry >	< gamma >
comtot >			
1 H+	0.100000000000E-06	0.859512966515E-06	0.926550073798
0.000000000000			
2 H2O	0.999988200000E+00	0.100000000000E+01	0.999999999894
0.000000000000			
3 Cl-	0.200000000000E-02	0.199887283617E-02	0.925773288229
0.000000000000			
4 SO4--	0.000000000000E+00	0.601021083708E-23	0.776416145025
0.000000000000			
5 HCO3-	0.000000000000E+00	0.309462912213-298	0.925960248864
0.000000000000			
6 HS-	0.000000000000E+00	0.232189465972E-24	0.925792076025
0.000000000000			
7 SiO2(aq)	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	1.000000000000
0.000000000000			
8 Al+++	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	0.577578259223
0.000000000000			
9 Ca++	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	0.775637062971
0.000000000000			
10 Mg++	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	0.775143574917
0.000000000000			
11 Fe++	0.000000000000E+00	0.166091875266E-59	0.775261500943
0.000000000000			
12 K+	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	0.925995177066
0.000000000000			
13 Na+	0.200000000000E-02	0.199887211688E-02	0.925756659425
0.000000000000			
23 F-	0.000000000000E+00	0.313078065542-299	0.925501643421
0.000000000000			
27 HPO4--	0.000000000000E+00	0.100000000000-299	0.776431609452
0.000000000000			

< min > < mintry >

< nomox >	< wtpc >	< ppm? >
SiO2	0.638800000000E+02	
Fe2O3	0.240000000000E+01	
FeO	0.420000000000E+01	
MgO	0.210000000000E+01	
CaO	0.440000000000E+01	
Na2O	0.340000000000E+01	

```

FeS      0.685000000000E-01
K2O      0.320000000000E+01
P2O5     0.500000000000E+00
NaF      0.150000000000E+00
Al2O3    0.160400000000E+02

```

```

<supnam>
FCO2-3.5
FCO2-3.0
FO2-0.7
antigori
clcl-Alf
goethite

```

```

<dontfr>

```

El archivo CHILLOUT – los resultados de calculaciones de una corrida. Un ejemplo cuando no hay convergencia y es necesario cambiar unos parámetros

```

+++++
Guerrero 2mm monzonite
chiller 99
+++++

```

SPECIES	NO.	CHARGE	TOT.MOLES	MTRY	GAMMA	MIXING SOLUTION
H+	1	1.	0.10000E-06	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
H2O	2	0.	0.55508E+02	0.10000E+01	1.0000	0.00000000E+00
Cl-	3	-1.	0.20000E-02	0.10000E-02	1.0000	0.00000000E+00
SO4--	4	-2.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
HCO3-	5	-1.	0.00000E+00	0.10000E-05	1.0000	0.00000000E+00
HS-	6	-1.	0.00000E+00	0.10000E-16	1.0000	0.00000000E+00
SiO2(aq)	7	0.	0.00000E+00	0.10000E-16	1.0000	0.00000000E+00
Al+++	8	3.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
Ca++	9	2.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
Mg++	10	2.	0.00000E+00	0.10000E-16	1.0000	0.00000000E+00
Fe++	11	2.	0.00000E+00	0.10000E-16	1.0000	0.00000000E+00
K+	12	1.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
Na+	13	1.	0.20000E-02	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
F-	14	-1.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00
HPO4--	15	-2.	0.00000E+00	0.10000E-06	1.0000	0.00000000E+00

```

CHARGE BALANCE FOR TOTAL MOLES = 0.10000000E-06
MAX. DIFFERENCE ALLOWED = 0.19999999E-06

```

THE FOLLOWING PARAMETERS WERE GIVEN:

```

ERPC =0.1000E-11 PH = 0.0000 Pfluid = 100.0000
SLIM =0.50000E-01 TEMP = 100.0000 SINC =0.1000E-01
TEMPC = 0.0000 TOTMIX =0.00000E+00 ENTH = 0.0000
SENTH = 0.0000 DENTH = 0.0000 TOTWAT = 90.0000
SOLMIN=0.0000E+00 RM = 0.0000 AQGRM = 0.0000
SUPRNT=0.1000E-19 Vbox-1 = 1.0000 Rhofrs = 0.0000
Rhoroc= 2.5000

```

THE FOLLOWING OPTIONS WERE SELECTED:

```

C = 3 IFRAC = 0 IPUNCH = 1 NLOOP = 100
ISTEP = 0 LIMSOL = 1 LOOC = 0 IENTH = 0
ITREF = 0 IDEAL = 0 IPSAT = 1 INCREM = 0
INCP = 0 MINSOL = 1 NEUT = 0 AWAT = 0

```

```

GIVEN PRESSURE GRID. 2 T-P POINTS READ

```

OF THE DERIVED SPECIES LISTED BELOW, ONLY THOSE WITH
MOLALITIES ABOVE 0.1000E-19 WILL APPEAR ON THE OUTPUT

SPECIES	NO.	CHARGE	LOG K(DISS)	SPECIES	NO.	CHARGE	LOG K(DISS)
AlF++	16	2.	-7.5451	KSO4-	77	-1.	-1.1936
AlF2+	17	1.	-13.5896	MgCO3	78	0.	6.5722
AlF3	18	0.	-17.8684	MgHCO3+	79	1.	-1.4205
AlF4-	19	-1.	-20.4683	MgCl+	80	1.	-0.1712
AlF5--	20	-2.	-22.1211	MgF+	81	1.	-1.7371
AlOH++	21	2.	3.1492	MgOH+	82	1.	9.3986
Al(OH)2+	22	1.	6.9798	MgSO4	83	0.	-3.0553
HALO2	23	0.	10.5406	NaCl	84	0.	0.4737
AlO2-	24	-1.	16.2006	NaF	85	0.	0.6235
KAlO2	25	0.	16.7978	NaOH	86	0.	12.3743
NaAlO2	26	0.	16.8171	NaCO3-	87	-1.	8.9305
AlSO4+	27	1.	-3.5222	NaHCO3	88	0.	0.5813
AlSO4)2-	28	-1.	-5.6383	NaHS	89	0.	0.5813
CO	29	0.	4.6741	NaSO4-	90	-1.	-0.9416
CO2 aq.	30	0.	-6.3854	O2 aq.	91	0.	53.5076
CO3--	31	-2.	10.0817	OH-	92	-1.	12.2524
CH4 aq.	32	0.	5.9548	HO2-	93	-1.	50.7981
C2H6 aq.	33	0.	12.4245	H2O2	94	0.	39.9912
C3H8 aq.	34	0.	17.4466	H3PO2	95	0.	24.2868
C4H10aq.	35	0.	22.4748	H2PO2-	96	-1.	26.5281
CaCO3	36	0.	5.9725	HPO3--	97	-2.	11.9295
CaHCO3+	37	1.	-1.4110	H3PO3	98	0.	3.5694
CaCl+	38	1.	-0.2142	H2PO3-	99	-1.	5.6181
CaCl2	39	0.	0.4025	H3PO4	100	0.	-9.8780
CaF+	40	1.	-1.1694	H2PO4-	101	-1.	-7.2864
CaOH+	41	1.	10.1400	PO4---	102	-3.	12.1157
CaSO4	42	0.	-2.5108	H4P2O7	103	0.	-17.8609
HCl	43	0.	0.7497	H3P2O7-	104	-1.	-15.9605
HClO	44	0.	32.4049	H2P2O7--	105	-2.	-13.4661
ClO-	45	-1.	39.6524	HP2O7---	106	-3.	-6.7579
HClO2	46	0.	70.1357	P2O7----	107	-4.	2.8747
HF aq.	47	0.	-3.8473	S--	108	-2.	16.0148
HF2-	48	-1.	-3.3852	H2S aq.	109	0.	-6.4804
Fe+++	49	3.	8.3844	S2--	110	-2.	1.2704
FeCl+	50	1.	-0.2047	S3--	111	-2.	-8.7584
FeCl2	51	0.	4.2842	S4--	112	-2.	-18.6070
FeCl++	52	2.	6.5304	S5--	113	-2.	-28.2798
FeCl2+	53	1.	7.1675	SO2 aq.	114	0.	-0.2564
FeCl3	54	0.	4.9732	SO3--	115	-2.	10.3247
FeCl4-	55	-1.	6.4091	HSO3-	116	-1.	2.4998
FeF+	56	1.	-1.7134	HSO4-	117	-1.	-2.9984
FeF++	57	2.	1.4334	HSO5-	118	-1.	38.7986
FeF2+	58	1.	-0.9460	S2O3--	119	-2.	-4.5497
FeF3	59	0.	-6.2585	HS2O3-	120	-1.	-6.8019
FeO	60	0.	16.4137	H2S2O3	121	0.	-8.0178
FeOH+	61	1.	7.4940	S2O4--	122	-2.	10.5579
HFeO2-	62	-1.	24.4074	HS2O4-	123	-1.	7.6499
Fe(OH)2	63	0.	17.2738	H2S2O4	124	0.	6.6095
Fe(OH)3-	64	-1.	28.2725	S2O5--	125	-2.	10.0689
FeO+	65	1.	11.4129	S2O6--	126	-2.	11.5353
FeOH++	66	2.	9.1234	S2O8--	127	-2.	41.9989
FeO2-	67	-1.	24.0823	S3O6--	128	-2.	3.7848
HFeO2	68	0.	15.9715	S4O6--	129	-2.	-17.8610
Fe(OH)3	69	0.	16.2471	S5O6--	130	-2.	-14.1057
Fe(OH)4-	70	-1.	25.2059	SiF6--	131	-2.	-24.6436
FeSO4	71	0.	-2.9012	HSiO3-	132	-1.	8.9639
FeSO4+	72	1.	3.1580	H2SiO4--	133	-2.	20.0126
H2 aq.	73	0.	9.4174	CaHSiO3+	134	1.	7.6017

KCl	74	0.	1.7311	MgHSiO3+	135	1.	7.5069
KHSO4	75	0.	-0.4729	NaHSiO3	136	0.	7.7489
KOH	76	0.	12.3745		137	0.	0.0000

FOR MIXED GASES (JSOLS=6), LOG K(HYDROL) = LOG (K*P)

MINERAL	NO.	LOG K(HYDROL)	TRIAL MOLES	MINERAL	NO.	LOG K(HYDROL)	TRIAL MOLES
H2O gas	1	1.995	0.0000E+00	illite	94	3.414	0.0000E+00
CO2 gas	2	-6.360	0.0000E+00	illite2	95	3.478	0.0000E+00
CH4 gas	3	4.888	0.0000E+00	iron	96	19.077	0.0000E+00
H2S gas	4	-5.956	0.0000E+00	jadeite	97	3.634	0.0000E+00
H2 gas	5	8.314	0.0000E+00	jarosite	98	10.076	0.0000E+00
HCl gas	6	5.461	0.0000E+00	K-oxide	99	69.027	0.0000E+00
HF gas	7	0.654	0.0000E+00	kalsilit	100	7.724	0.0000E+00
SO2 gas	8	1.134	0.0000E+00	kaolinit	101	-1.637	0.0000E+00
S2 gas	9	-6.903	0.0000E+00	kerolite	102	18.296	0.0000E+00
CO gas	10	3.522	0.0000E+00	kyanite	103	4.700	0.0000E+00
O2 gas	11	50.391	0.0000E+00	larnite	104	30.389	0.0000E+00
acmite	12	7.042	0.0000E+00	laumonti	105	1.932	0.0000E+00
akermani	13	35.995	0.0000E+00	lawsonit	106	9.160	0.0000E+00
Al2SO4*3	14	5.568	0.0000E+00	leucite	107	3.829	0.0000E+00
albit-hi	15	-0.064	0.0000E+00	lime	108	25.859	0.0000E+00
albit-lo	16	-0.736	0.0000E+00	magnesit	109	0.590	0.0000E+00
almandin	17	23.769	0.0000E+00	magn-hyd	110	19.905	0.0000E+00
amesite	18	38.187	0.0000E+00	magnetit	111	19.944	0.0000E+00
analcite	19	2.700	0.0000E+00	Mgferrit	112	26.121	0.0000E+00
andalusi	20	4.829	0.0000E+00	margarit	113	16.945	0.0000E+00
andradit	21	38.529	0.0000E+00	meionite	114	43.507	0.0000E+00
grossula	22	32.013	0.0000E+00	merwinit	115	55.405	0.0000E+00
anhydrit	23	-5.383	0.0000E+00	microcli	116	-2.878	0.0000E+00
ankerite	24	-2.181	0.0000E+00	monticel	117	23.991	0.0000E+00
annite	25	19.395	0.0000E+00	montm-Ca	118	-2.703	0.0000E+00
anorthit	26	12.545	0.0000E+00	montm-K	119	-2.647	0.0000E+00
anthophy	27	50.765	0.0000E+00	montm-Mg	120	-2.892	0.0000E+00
antho-Fe	28	28.040	0.0000E+00	montm-Na	121	-2.451	0.0000E+00
apat-flu	29	-37.135	0.0000E+00	muscovit	122	0.688	0.0000E+00
apat-hyd	30	-18.588	0.0000E+00	paragoni	123	3.410	0.0000E+00
apat-chl	31	-28.251	0.0000E+00	Na-oxide	124	55.157	0.0000E+00
aragonit	32	0.894	0.0000E+00	nephelin	125	8.131	0.0000E+00
artinite	33	15.098	0.0000E+00	nesqueho	126	4.698	0.0000E+00
beide-Ca	34	-2.042	0.0000E+00	nontr-Ca	127	2.839	0.0000E+00
beide-H	35	-2.720	0.0000E+00	nontr-H	128	2.158	0.0000E+00
beide-K	36	-1.914	0.0000E+00	nontr-K	129	2.967	0.0000E+00
beide-Mg	37	-2.183	0.0000E+00	nontr-Mg	130	2.698	0.0000E+00
beide-Na	38	-1.736	0.0000E+00	nontr-Na	131	3.146	0.0000E+00
brucite	39	12.562	0.0000E+00	osumili1	132	13.245	0.0000E+00
calcite	40	0.751	0.0000E+00	osumili2	133	16.912	0.0000E+00
camin625	41	1.975	0.0000E+00	osumi-Fe	134	9.499	0.0000E+00
camin75	42	4.832	0.0000E+00	pargasit	135	58.317	0.0000E+00
carph-Mg	43	6.431	0.0000E+00	periclas	136	16.082	0.0000E+00
carph-Fe	44	4.784	0.0000E+00	phaseA	137	79.876	0.0000E+00
celadoni	45	3.698	0.0000E+00	phlogopi	138	25.941	0.0000E+00
celad-Fe	46	0.029	0.0000E+00	phlogo-F	139	6.543	0.0000E+00
chalcedo	47	-2.855	0.0000E+00	phlog-Na	140	29.261	0.0000E+00
chrysoti	48	24.006	0.0000E+00	portland	141	18.057	0.0000E+00
clinohum	49	94.381	0.0000E+00	prehnite	142	18.727	0.0000E+00
clinozoi	50	21.921	0.0000E+00	pumpelly	143	47.431	0.0000E+00
epid-ord	51	24.975	0.0000E+00	px-MgTsc	144	20.529	0.0000E+00
epido-Fe	52	31.580	0.0000E+00	px-CaTsc	145	18.659	0.0000E+00
clchlore	53	36.991	0.0000E+00	pyrite	146	-21.229	0.0000E+00
daphnite	54	25.319	0.0000E+00	pyrope	147	36.696	0.0000E+00
clrtd-Mg	55	12.296	0.0000E+00	pyrophyll	148	-6.671	0.0000E+00

clrted-Fe	56	9.129	0.0000E+00	pyrrhoti	149	-4.195	0.0000E+00
coesite	57	-2.324	0.0000E+00	quartz	150	-3.110	0.0000E+00
cord-hyd	58	22.981	0.0000E+00	rankinit	151	40.194	0.0000E+00
cord-anh	59	23.146	0.0000E+00	riebecki	152	18.331	0.0000E+00
cordi-Fe	60	20.136	0.0000E+00	S native	153	-9.147	0.0000E+00
corundum	61	8.332	0.0000E+00	sanid-hi	154	-2.187	0.0000E+00
cristoba	62	-2.695	0.0000E+00	sapphrn4	155	77.138	0.0000E+00
cristo-b	63	-2.352	0.0000E+00	sapphrn7	156	78.078	0.0000E+00
cummingt	64	52.213	0.0000E+00	sapph-Fe	157	67.917	0.0000E+00
deerite	65	93.384	0.0000E+00	sepiolit	158	23.923	0.0000E+00
diaspore	66	2.878	0.0000E+00	siderite	159	-2.615	0.0000E+00
diamond	67	-3.060	0.0000E+00	silic-am	160	-2.179	0.0000E+00
diopside	68	15.818	0.0000E+00	silliman	161	5.085	0.0000E+00
hedenber	69	13.687	0.0000E+00	spinel	162	20.932	0.0000E+00
dolo-ord	70	0.667	0.0000E+00	hercinit	163	16.669	0.0000E+00
dolo-dis	71	1.206	0.0000E+00	spurrite	164	58.574	0.0000E+00
eastonit	72	26.175	0.0000E+00	staur-Fe	165	72.410	0.0000E+00
enstatit	73	17.034	0.0000E+00	staur-Mg	166	91.308	0.0000E+00
fayalite	74	13.868	0.0000E+00	stilbite	167	-8.694	0.0000E+00
Fe-oxide	75	9.796	0.0000E+00	stishovi	168	2.705	0.0000E+00
ferrosil	76	10.907	0.0000E+00	sudoi-Fe	169	15.990	0.0000E+00
FeS-am	77	-3.545	0.0000E+00	sudoite	170	19.304	0.0000E+00
FeSO4	78	-1.115	0.0000E+00	sylvite	171	1.286	0.0000E+00
Fe2SO4*3	79	9.625	0.0000E+00	talc	172	16.031	0.0000E+00
fluorite	80	-9.965	0.0000E+00	minnesot	173	12.981	0.0000E+00
forsteri	81	20.996	0.0000E+00	talc-Tsc	174	20.610	0.0000E+00
gedrite	82	51.051	0.0000E+00	tilleyit	175	40.726	0.0000E+00
gehlenit	83	36.886	0.0000E+00	topaz	176	3.864	0.0000E+00
glaucoph	84	20.553	0.0000E+00	tridymit	177	-2.771	0.0000E+00
glauc-Fe	85	15.043	0.0000E+00	tremolit	178	46.346	0.0000E+00
graphite	86	-3.537	0.0000E+00	actinoli	179	36.743	0.0000E+00
greenali	87	20.911	0.0000E+00	tscherma	180	48.722	0.0000E+00
grunerit	88	29.760	0.0000E+00	vesuvian	181	219.141	0.0000E+00
gypsum	89	-4.866	0.0000E+00	wairakit	182	3.094	0.0000E+00
halite	90	1.579	0.0000E+00	wollasto	183	10.249	0.0000E+00
hematite	91	12.523	0.0000E+00	woll-psd	184	10.846	0.0000E+00
heulandi	92	-8.301	0.0000E+00	zoisite	185	22.055	0.0000E+00
huntite	93	3.687	0.0000E+00		186	0.000	0.0000E+00

INITIAL COMPOSITION OF REACTANT (WT%):

SiO2	0.6388E+02	FeS	0.6850E-01
Fe2O3	0.2400E+01	K2O	0.3200E+01
FeO	0.4200E+01	P2O5	0.5000E+00
MgO	0.2100E+01	NaF	0.1500E+00
CaO	0.4400E+01	Al2O3	0.1604E+02
Na2O	0.3400E+01		0.0000E+00

Sum of wtpc's of reactants: 100.3385

Amount of reactant consumed: 0.0000000 GRAMS LOG=-100.0000
Amount of original solution: 0.000000 grams
Original solution / Rock added = 0.00 (Water/Rock Ratio)

THE FOLLOWING MINERALS AND/OR GASES WITH IDENTICAL INDEX ARE IN SOLID SOLUTION:

H2O gas	6
CO2 gas	6
CH4 gas	6
H2S gas	6
H2 gas	6
HCl gas	6
HF gas	6


```

SO2 gas      6
S2 gas      6
CO gas      6
andradit    8
grossula    8
clinozoi    3
epid-ord    3
clchlore    1
daphnite    1
diopside    5
hedenber    5
iron        9
magnetit    14
talc        7
minnesot    7
tremolit    2
actinoli    2

```

1

```

+++++
Guerrero 2mm monzonite
chiller 99
+++++

```

NUMBER OF LOOPS USED = 100 LOOP LIMIT = 100

CHARGE BALANCE FOR TOTAL MOLES = 0.10000000E-06
MAX. DIFFERENCE ALLOWED = 0.19999999E-06

TEMPERATURE=100.0000 C. P(FLUID)=100.00000 BARS MIXER FRACTION= 0.0000000
WATER: MOLES LIQ. = 55.5076 KG. LIQ. =0.1000E+01
MOLES TOTAL= 55.5076 KG. TOTAL= 1.0000 ACTIVITY=1.0000
STOICHIOMETRIC IONIC STRENGTH=.2000024E-02 OSMOTIC COEF.= 0.9811

TRUE IONIC STRENGTH=.1999682E-02

SPECIES(N)	MOLALITY	LOG MOLALITY	ACTIVITY	LOG ACTIVITY	GAMMA	LOG GAMMA
1 H+	0.85951E-06	-6.0657	0.79638E-06	-6.0989	0.92655E+00	-0.0331
2 H2O			0.10000E+01	0.0000	0.10000E+01	0.0000
3 Cl-	0.19989E-02	-2.6992	0.18505E-02	-2.7327	0.92577E+00	-0.0335
4 SO4--	0.60102E-23	-23.2211	0.11344E-22	-22.9452	0.77642E+00	-0.1099
5 HCO3-	0.30946-298	-298.5094	0.28657-298	-298.5428	0.92596E+00	-0.0334
6 HS-	0.23219E-24	-24.6342	0.50410E-24	-24.2975	0.92579E+00	-0.0335
7 SiO2(aq)	0.10000-299	-300.0000	0.10000-299	-300.0000	0.10000E+01	0.0000
8 Al+++	0.10000-299	-300.0000	0.57758-300	-300.2384	0.57758E+00	-0.2384
9 Ca++	0.10000-299	-300.0000	0.77564-300	-300.1103	0.77564E+00	-0.1103
10 Mg++	0.10000-299	-300.0000	0.77514-300	-300.1106	0.77514E+00	-0.1106
11 Fe++	0.16609E-59	-59.7797	0.25754E-59	-59.5892	0.77526E+00	-0.1106
12 K+	0.10000-299	-300.0000	0.92600-300	-300.0334	0.92600E+00	-0.0334
13 Na+	0.19989E-02	-2.6992	0.18505E-02	-2.7327	0.92576E+00	-0.0335
14 F-	0.31308-299	-299.5043	0.32529-299	-299.4877	0.92550E+00	-0.0336
15 HPO4--	0.10000-299	-300.0000	0.77643-300	-300.1099	0.77643E+00	-0.1099
43 HCl	0.26223E-09	-9.5813	0.26223E-09	-9.5813	0.10000E+01	0.0000
73 H2 aq.	0.59294E-08	-8.2270	0.58784E-08	-8.2307	0.10004E+01	0.0002
84 NaCl	0.11505E-05	-5.9391	0.11505E-05	-5.9391	0.10000E+01	0.0000
86 NaOH	0.98151E-09	-9.0081	0.98151E-09	-9.0081	0.10000E+01	0.0000
92 OH-	0.75879E-06	-6.1199	0.70229E-06	-6.1535	0.92554E+00	-0.0336

CHARGE BALANCE FOR ALL SPECIES = 0.1000E-06

Solid products produced: Mass: 0.000000 grams Volume: 0.000000 CM3
porosity: 100.0000 V(tot)-V(min): 0.10000E+01
Warning, mineral volume may be in error because some mineral densities
were not supplied in SOLTHERM. See mineral list at top of output.

Amount of reactant consumed: 0.0000000 GRAMS LOG=-100.0000
Amount of original solution: 0.000000 grams
Original solution / Rock added = 0.00 (Water/Rock Ratio)

GAS COMPOSITION AT SATURATION (2 ITERATIONS)

TEMPERATURE: 100.0000 DEG.C.
SAT. PRESSURE: 1.0250 BARS

GAS	MOLE FRAC.	PHI	FUGACITY	PARTIAL P. (BARS)
H2O gas	0.1000E+01	0.9859	0.1011E+01	0.1025E+01
CO2 gas	0.5060-296	1.0071	0.5223-296	0.5186-296
CH4 gas	0.1588-302	1.0126	0.1648-302	0.1628-302
H2S gas	0.3557E-22	0.9960	0.3631E-22	0.3646E-22
H2 gas	0.7280E-05	1.0005	0.7466E-05	0.7462E-05
HCl gas	0.4980E-12	1.0000	0.5104E-12	0.5104E-12
HF gas	0.5603-304	1.0000	0.5743-304	0.5743-304
SO2 gas	0.7925E-33	1.0000	0.8123E-33	0.8123E-33
S2 gas	0.5327E-54	1.0000	0.5460E-54	0.5460E-54
CO gas	0.1030-304	1.0000	0.1055-304	0.1055-304

NON-IDEAL MIXING WITH H2O, CO2, CH4 GASES

+++++

The following gases and minerals are presently EXCLUDED from matrix
(Note that gases and minerals with log(Q/K) less than -5 are not listed below)

GAS OR MINERAL	LOG K	LOG Q	LOG(Q/K)	LOG(Q/K)/S	AFFINITY	LOG FUGACITY
1 H2O gas	2.00	0.00	-2.00	-1.995	0.34078E+04	0.005
2 CO2 gas	-6.36	-304.64	-298.28	-99.427	0.50940E+06	-296.282
3 CH4 gas	4.89	-299.90	-304.78	-76.196	0.52050E+06	-302.783
4 H2S gas	-5.96	-30.40	-24.44	-12.220	0.41738E+05	-22.440
5 H2 gas	8.31	1.19	-7.13	-4.073	0.12171E+05	-5.127
6 HCl gas	5.46	-8.83	-14.29	-7.146	0.24408E+05	-12.292
7 HF gas	0.65	-305.59	-306.24	-153.120	0.52299E+06	-304.241
8 SO2 gas	1.13	-33.96	-35.09	-9.357	0.59926E+05	-33.090
9 S2 gas	-6.90	-63.17	-56.26	-8.656	0.96085E+05	-54.263
10 CO gas	3.52	-303.45	-306.98	-94.454	0.52425E+06	-304.977
11 O2 gas	50.39	-2.37	-52.76	-35.176	0.90109E+05	-52.764

Number of iterations reached the given limit (100)
Non-Convergence assumed. Execution aborted.
Check "convergence problems" in manual.
Cut step size to one tenth of previous value and try again.

Archivo CHILLPLT – Todos los resultados de una corrida (celda) con los datos para graficarlos.

Línea 1 – Parámetros de la corrida: temperatura, presión, actividad de H⁺

Líneas 2,3 – Molalidades de las especies de componentes en la fases aquejosa.

Tabla 1 – logaritmos de fugacidades de gases

Tabla 2 – Cantidad de minerales formados: moles, gramos, porcentaje en la mezcla, fracción molar en la mezcla

25.00000 98.11 0.1446E-07 0.4900 E-01 0.00000 0.00000

0.1716E-040.5551E+020.3037E-030.2175E-040.8261E-030.9277E-040.2098E-080.3214E-03
0.4840E-040.9660E-080.6190E-040.3610E-030.6283E-05-.4770E-07

1 H2O gas -1.50157
2 CO2 gas -3.14340
3 CH4 gas -8.97691
4 H2S gas -7.51592
5 H2 gas -7.17675
6 HCl gas -17.68540
7 HF gas -14.01613
8 SO2 gas -22.34468
9 S2 gas -26.30210
10 CO gas -13.83450
11 O2 gas -68.70793

46 clchlore .17899E-04 .99489E-02 .19088E+02 .84812E+00
47 daphnite .32054E-05.22871E-02.43880E+01.15188E+00
93 kaolinit .52321E-04.13507E-01.25914E+02.10000E+01
138 pyrite .56793E-06.68140E-04.13073E+00.10000E+01
142 quartz .43793E-03.26311E-01.50479E+02.10000E+01

40.00000 88.47 0.1528E-07 0.1400 0.00000 0.00000

0.1129E-040.5551E+020.3046E-030.1864E-040.8395E-030.1632E-030.8690E-080.1787E-03
0.7528E-050.7410E-080.9500E-040.7184E-030.1568E-04-.2090E-06

1 H2O gas -1.13684
2 CO2 gas -3.02164
3 CH4 gas -8.26994
4 H2S gas -6.93778
5 H2 gas -6.50586
6 HCl gas -17.02004
7 HF gas -13.10871
8 SO2 gas -21.32967
9 S2 gas -25.07719
10 CO gas -13.06253
11 O2 gas -65.30690
46 clchlore .33380E-04.18553E-01.55759E+01.62703E+00
47 daphnite .19855E-04.14167E-01.42576E+01.37297E+00
93 kaolinit .39788E-04.10272E-01.30870E+01.10000E+01
97 laumonti .30313E-03.14262E+00.42862E+02.10000E+01
114 muscovit .42840E-04.17063E-01.51281E+01.10000E+01
138 pyrite .36188E-05.43418E-03.13049E+00.10000E+01
142 quartz .21577E-02.12963E+00.38959E+02.10000E+01

50.00000 81.12 0.7859E-08 0.2400 0.00000 0.00000

-.1906E-040.5551E+020.3054E-030.1636E-040.8516E-030.2356E-030.2898E-070.3942E-04
0.7166E-060.1467E-080.1083E-030.1044E-020.2425E-04-.1326E-05

1 H2O gas -0.91333
2 CO2 gas -3.23313
3 CH4 gas -7.37500
4 H2S gas -6.44308
5 H2 gas -5.90460
6 HCl gas -16.90262
7 HF gas -12.89014
8 SO2 gas -21.12382
9 S2 gas -24.41501
10 CO gas -12.68348
11 O2 gas -63.57348
46 clchlore .41409E-04.23016E-01.39150E+01.54119E+00
47 daphnite .35105E-04.25048E-01.42606E+01.45881E+00
97 laumonti .58873E-03.27699E+00.47116E+02.10000E+01
114 muscovit .98870E-04.39381E-01.66987E+01.10000E+01
138 pyrite .61257E-05.73496E-03.12502E+00.10000E+01
142 quartz .37070E-02.22272E+00.37884E+02.10000E+01

60.00000 70.32 0.7770E-09 0.5000 0.00000 0.00000

-.4550E-030.5550E+020.3072E-030.3430E-040.8770E-030.5530E-030.4847E-060.4248E-06
0.2937E-080.8044E-100.2363E-040.1724E-020.4211E-04-.4337E-04

1 H2O gas -0.70435
2 CO2 gas -4.19492
3 CH4 gas -5.76890
4 H2S gas -5.94413
5 H2 gas -4.95659
6 HCl gas -17.52073
7 HF gas -13.34784
8 SO2 gas -22.04164
9 S2 gas -24.48612
10 CO gas -12.70576
11 O2 gas -62.70139
46 clchlore .55440E-04.30815E-01.28364E+01.44501E+00
47 daphnite .69143E-04.49334E-01.45410E+01.55499E+00
97 laumonti .93265E-03.43880E+00.40390E+02.10000E+01
114 muscovit .32788E-03.13060E+00.12021E+02.10000E+01
142 quartz .72713E-02.43686E+00.40211E+02.10000E+01

70.00000 58.55 0.4386E-09 0.8000 0.00000 0.00000

-.1282E-020.5550E+020.3099E-030.4340E-040.9176E-030.1129E-020.3198E-050.2914E-07
0.3318E-090.1272E-090.2297E-050.2655E-020.7069E-04-.7634E-04

1 H2O gas -0.50897
2 CO2 gas -4.39581
3 CH4 gas -5.14557
4 H2S gas -5.95517
5 H2 gas -4.46194
6 HCl gas -17.39802
7 HF gas -13.07189
8 SO2 gas -22.19149
9 S2 gas -24.71575
10 CO gas -12.41846
11 O2 gas -61.07983
46 clchlore .77663E-04.43167E-01.23055E+01.38967E+00
47 daphnite .12164E-03.86794E-01.46355E+01.61033E+00
97 laumonti .14209E-02.66853E+00.35704E+02.10000E+01
114 muscovit .58021E-03.23110E+00.12343E+02.10000E+01

115 paragoni .15621E-03.59705E-01.31887E+01.10000E+01
142 quartz .13034E-01.78310E+00.41823E+02.10000E+01

80.00000 44.78 0.4318E-09 1.400 0.00000 0.00000

-.1958E-020.5550E+020.3147E-030.5932E-040.9886E-030.1652E-020.5296E-050.2693E-07
0.1631E-090.2690E-090.3943E-050.3481E-020.1207E-03-.1340E-03

1 H2O gas -0.32627
2 CO2 gas -4.30852
3 CH4 gas -2.04640
4 H2S gas -5.76398
5 H2 gas -3.43669
6 HCl gas -17.04420
7 HF gas -12.55249
8 SO2 gas -23.80771
9 S2 gas -25.64453
10 CO gas -11.31052
11 O2 gas -60.66659
16 albit-lo .11441E-02.30001E+00.91098E+01.10000E+01
46 clchlore .11655E-03.64783E-01.19672E+01.35311E+00
47 daphnite .21352E-03.15235E+00.46261E+01.64689E+00
97 laumonti .22747E-02.10702E+01.32498E+02.10000E+01
114 muscovit .98281E-03.39146E+00.11887E+02.10000E+01
115 paragoni .88538E-04.33839E-01.10275E+01.10000E+01
142 quartz .21314E-01.12806E+01.38885E+02.10000E+01

90.00000 31.78 0.4491E-09 2.400 0.00000 0.00000

-.2732E-020.5549E+020.3229E-030.8662E-040.1110E-020.2259E-020.5464E-050.6176E-07
0.1239E-090.6144E-090.2186E-040.4506E-020.2064E-03-.2330E-03

1 H2O gas -0.15538
2 CO2 gas -4.17687
3 CH4 gas -1.45211
4 H2S gas -5.56587
5 H2 gas -3.06401
6 HCl gas -16.67623
7 HF gas -12.01621
8 SO2 gas -23.53105
9 S2 gas -25.29399
10 CO gas -10.80906
11 O2 gas -59.08566
16 albit-lo .34690E-02.90963E+00.15804E+02.10000E+01
39 celad-Fe .16549E-03.70875E-01.12314E+01.10000E+01
46 clchlore .18322E-03.10184E+00.17693E+01.35157E+00
47 daphnite .33792E-03.24111E+00.41890E+01.64843E+00
97 laumonti .37383E-02.17588E+01.30557E+02.10000E+01
114 muscovit .14924E-02.59444E+00.10328E+02.10000E+01
142 quartz .34605E-01.20791E+01.36122E+02.10000E+01

100.00000 21.01 0.6449E-09 3.800 0.00000 0.00000

-.2580E-020.5548E+020.3359E-030.1298E-030.1303E-020.2345E-020.6609E-050.8560E-07
0.1432E-090.8048E-090.3364E-040.4767E-020.3422E-03-.3896E-03

1 H2O gas 0.00454
2 CO2 gas -3.85538
3 CH4 gas -1.11717
4 H2S gas -5.20533
5 H2 gas -2.81783
6 HCl gas -16.17183
7 HF gas -11.35765

8 SO2 gas -22.77930
9 S2 gas -24.40257
10 CO gas -10.24273
11 O2 gas -57.37989
16 albit-lo .83719E-02.21953E+01.22540E+02.10000E+01
39 celad-Fe .62773E-03.26884E+00.27604E+01.10000E+01
46 clchlore .28877E-03.16051E+00.16480E+01.36851E+00
47 daphnite .49485E-03.35308E+00.36253E+01.63149E+00
97 laumonti .60557E-02.28491E+01.29254E+02.10000E+01
108 microcli .60633E-03.16876E+00.17328E+01.10000E+01
114 muscovit .15093E-02.60117E+00.61725E+01.10000E+01
142 quartz .52308E-01.31426E+01.32267E+02.10000E+01

90.00000 17.24 0.4671E-09 2.400 0.00000 0.00000

-.2567E-020.5547E+020.3441E-030.1571E-030.1425E-020.2212E-020.4930E-050.8419E-07
0.1827E-090.5186E-090.2799E-040.5035E-020.4279E-03-.4885E-03

1 H2O gas -0.15538
2 CO2 gas -4.06708
3 CH4 gas -0.98564
4 H2S gas -5.29204
5 H2 gas -2.97483
6 HCl gas -16.63345
7 HF gas -11.68450
8 SO2 gas -23.52474
9 S2 gas -24.92467
10 CO gas -10.61010
11 O2 gas -59.26401
16 albit-lo .11365E-01.29802E+01.24287E+02.10000E+01
39 celad-Fe .17106E-02.73260E+00.59703E+01.10000E+01
46 clchlore .35544E-03.19756E+00.16100E+01.44923E+00
47 daphnite .43579E-03.31094E+00.25340E+01.55077E+00
97 laumonti .75193E-02.35378E+01.28831E+02.10000E+01
108 microcli .70993E-05.19760E-02.16104E-01.10000E+01
114 muscovit .17243E-02.68682E+00.55972E+01.10000E+01
142 quartz .63629E-01.38228E+01.31154E+02.10000E+01

80.00000 15.37 0.3360E-09 1.500 0.00000 0.00000

-.2510E-020.5547E+020.3492E-030.1742E-030.1501E-020.2049E-020.3702E-050.7562E-07
0.2011E-090.3548E-090.2021E-040.5159E-020.4815E-03-.5503E-03

1 H2O gas -0.32627
2 CO2 gas -4.29877
3 CH4 gas -0.92561
4 H2S gas -5.41129
5 H2 gas -3.15894
6 HCl gas -17.11433
7 HF gas -12.06702
8 SO2 gas -24.28829
9 S2 gas -25.49467
10 CO gas -11.02301
11 O2 gas -61.22210
16 albit-lo .13280E-01.34823E+01.25131E+02.10000E+01
39 celad-Fe .21047E-02.90138E+00.65050E+01.10000E+01
46 clchlore .39711E-03.22072E+00.15929E+01.46581E+00
47 daphnite .45541E-03.32494E+00.23450E+01.53419E+00
97 laumonti .84341E-02.39681E+01.28637E+02.10000E+01
114 muscovit .17782E-02.70829E+00.51115E+01.10000E+01
142 quartz .70754E-01.42509E+01.30678E+02.10000E+01

70.00000 14.39 0.2346E-09 0.9000 0.00000 0.00000

-.2465E-020.5547E+020.3523E-030.1844E-030.1547E-020.1890E-020.2746E-050.6510E-07
0.2170E-090.2428E-090.1391E-040.5224E-020.5137E-03-.5874E-03

1 H2O gas -0.50897
2 CO2 gas -4.55781
3 CH4 gas -0.90405
4 H2S gas -5.55244
5 H2 gas -3.36106
6 HCl gas -17.62415
7 HF gas -12.49249
8 SO2 gas -25.09139
9 S2 gas -26.11204
10 CO gas -11.47958
11 O2 gas -63.28159
16 albit-lo .14438E-01.37859E+01.25559E+02.10000E+01
39 celad-Fe .23432E-02.10036E+01.67752E+01.10000E+01
46 clchlore .42211E-03.23462E+00.15840E+01.47488E+00
47 daphnite .46676E-03.33303E+00.22484E+01.52512E+00
97 laumonti .89829E-02.42264E+01.28533E+02.10000E+01
114 muscovit .18058E-02.71929E+00.48560E+01.10000E+01
142 quartz .75057E-01.45094E+01.30444E+02.10000E+01

60.00000 13.90 0.1588E-09 0.4600 0.00000 0.00000

-.2424E-020.5546E+020.3539E-030.1897E-030.1570E-020.1736E-020.2003E-050.5404E-07
0.2314E-090.1650E-090.9177E-050.5242E-020.5301E-03-.6064E-03

1 H2O gas -0.70435
2 CO2 gas -4.84343
3 CH4 gas -0.90993
4 H2S gas -5.70590
5 H2 gas -3.57972
6 HCl gas -18.16392
7 HF gas -12.95265
8 SO2 gas -25.93402
9 S2 gas -26.76338
10 CO gas -11.97740
11 O2 gas -65.45513
16 albit-lo .15044E-01.39450E+01.25775E+02.10000E+01
39 celad-Fe .24731E-02.10592E+01.69204E+01.10000E+01
46 clchlore .43489E-03.24172E+00.15793E+01.48009E+00
47 daphnite .47096E-03.33603E+00.21955E+01.51991E+00
97 laumonti .92635E-02.43584E+01.28476E+02.10000E+01
114 muscovit .18135E-02.72233E+00.47194E+01.10000E+01
142 quartz .77278E-01.46429E+01.30335E+02.10000E+01

50.00000 13.60 0.1041E-09 0.2600 0.00000 0.00000

-.2378E-020.5546E+020.3548E-030.1926E-030.1583E-020.1582E-020.1430E-050.4360E-07
0.2461E-090.1106E-090.5836E-050.5231E-020.5394E-03-.6171E-03

1 H2O gas -0.91333
2 CO2 gas -5.15325
3 CH4 gas -0.93401
4 H2S gas -5.86133
5 H2 gas -3.81432
6 HCl gas -18.73385
7 HF gas -13.43919

8 SO2 gas -26.81290
9 S2 gas -27.43206
10 CO gas -12.51332
11 O2 gas -67.75404
16 albit-lo .15409E-01.40407E+01.25920E+02.10000E+01
39 celad-Fe .25566E-02.10949E+01.70238E+01.10000E+01
46 clchlore .44211E-03.24574E+00.15764E+01.48400E+00
47 daphnite .47133E-03.33630E+00.21573E+01.51600E+00
97 laumonti .94220E-02.44330E+01.28437E+02.10000E+01
114 muscovit .18085E-02.72033E+00.46208E+01.10000E+01
142 quartz .78527E-01.47179E+01.30265E+02.10000E+01

40.00000 13.42 0.6592E-10 0.1400 0.00000 0.00000

-.2321E-020.5546E+020.3553E-030.1942E-030.1590E-020.1429E-020.9952E-060.3427E-07
0.2613E-090.7285E-100.3577E-050.5192E-020.5444E-03-.6228E-03

1 H2O gas -1.13684
2 CO2 gas -5.48710
3 CH4 gas -0.97427
4 H2S gas -6.01352
5 H2 gas -4.06558
6 HCl gas -19.33547
7 HF gas -13.94991
8 SO2 gas -27.72626
9 S2 gas -28.10923
10 CO gas -13.08770
11 O2 gas -70.18747
16 albit-lo .15638E-01.41007E+01.26042E+02.10000E+01
39 celad-Fe .26154E-02.11201E+01.71136E+01.10000E+01
46 clchlore .44600E-03.24790E+00.15743E+01.48756E+00
47 daphnite .46875E-03.33446E+00.21240E+01.51244E+00
97 laumonti .95074E-02.44732E+01.28407E+02.10000E+01
114 muscovit .17923E-02.71389E+00.45336E+01.10000E+01
142 quartz .79166E-01.47563E+01.30205E+02.10000E+01