



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**MONITOREO HIDROGEOQUÍMICO DEL
VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SU CORRELACIÓN
CON PARÁMETROS SÍSMICOS EN EL PERIODO
DEL 2001 - 2015**

TESIS

Que para obtener el título de

INGENIERA GEÓLOGA

P R E S E N T A

FONSECA PÉREZ TANIA

DIRECTORA DE TESIS

DRA. MARÍA DEL CARMEN JAIMES VIERA



CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis 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.

AGRADECIMIENTOS

Por este medio quiero agradecer infinitamente a mi alma mater, la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme entrar a sus aulas, por dejarme ser parte de esta comunidad tan maravillosa, de la máxima casa de estudios de México, que me ha enseñado la parte humana de la vida y del conocimiento.

A mi amada Facultad de Ingeniería, la cual me enseñó a base de pruebas y errores para prepararme en mi vida profesional.

Gracias al Centro Nacional de Prevención de Desastres, en particular a la Subdirección de Riesgos Volcánicos y al Laboratorio de Muestras Ambientales (LMA) por facilitarme la información con la cual se pudo realizar el presente trabajo.

Al Instituto de Investigación en Gestión de Riesgos y Cambio Climático de la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH) por permitirme realizar mis prácticas profesionales en sus instalaciones y enseñarme más sobre el Chichón.

A la Dra. Carmen por aceptar este proyecto, porque me ayudó bastante a mejorarlo, por ser paciente conmigo después de tanto tiempo y seguir ahí a pesar de mis confusiones, ¡muchas gracias!

Al Mtro. Amiel por proponerme este proyecto, por enseñarme más sobre el Popocatepetl, por los conocimientos transmitidos durante el servicio social y hacerme recordar por qué amo tanto a los volcanes, gracias infinitas.

A mis sinodales: el Dr. Enrique, Dr. Aldo, Ing. Arias por dedicar el tiempo para leer mi trabajo, por ayudarme a mejorarlo y sobre todo por su paciencia para conmigo.

A la Dra. Silvia Ramos por impulsarme a estudiar una maestría y al Lic. Juan Jon Selvas por hacer muy amena mi estancia en la UNICACH.

A la Mtra. Jesús Adriana Ramírez y la Mtra. Lilia Calva del LMA por ayudarme con el análisis de las muestras.

A la empresa Identificación, Análisis y Administración de Riesgos, S.A. de C.V. por ayudarme a crecer profesional y laboralmente.

DEDICATORIA

A mi padre Toñín por enseñarme mediante su perseverancia, constancia y buen humor, por dar su último esfuerzo para que yo pudiera culminar con esta etapa. A mi madre, la Nana por levantarse conmigo a las 4:00am por tantos años, por recordarme todos los días cuáles son las cosas correctas y porque a pesar de todo sigue ahí; los amo.

A mis hermanos Lorena, Carla y Carlos por apoyar a su pequeña hermana en todo momento.

A mis sobrinos Alan, Zeltzín, Andy, Pau, Isabellita, Melany y Ruth por ser la alegría de mi vida.

A Dafne por aparecer en mi vida en el momento indicado, por permanecer ahí después de tanto tiempo, gracias por contestar mis llamadas en la madrugada y siempre ser objetiva e imparcial con tus consejos; sin ti y tu apoyo esto no hubiera sido posible.

A Gaby, gracias por ser mi incondicional durante la carrera, por motivarme a seguir con esta travesía cuando yo quería tirar la toalla, gracias por contagiarme de tu ternura y aplacar mi carácter cuando era necesario.

A Viri por brindarme tu amistad llena de alegría, por enseñarme a estudiar en equipo, gracias por apoyarme aún en la distancia.

A Blanca por siempre ser dulce conmigo, fuiste la primera persona a la que le hablé de la Facultad y fue de las mejores decisiones que tomé en mi vida.

Gracias a mis compañeros de vida dentro y fuera de la facultad: Itzel, Laura, Jul, Margarita, Marlly, Jessi, Leo, Boni, Bety, Damaris, Emíly.

A Edson Alan por enseñarme a buscar siempre lo mejor y no conformarme con las cosas, gracias por quererme y apoyarme.

A mis jefes Nancy Campos y José de Jesús Martínez por darme la oportunidad de pertenecer a su equipo de trabajo, gracias por enseñarme no sólo sobre lo laboral sino también de la vida y por ayudarme a crecer profesionalmente.

ÍNDICE

RESUMEN	6
ABSTRACT	7
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	8
1.1. Objetivos	8
1.2. Hipótesis	8
1.3. Localización	9
1.4. Historia Geológica del volcán Popocatepetl	10
1.5. Historia eruptiva del volcán Popocatepetl	12
1.6. Actividad reciente del volcán Popocatepetl	14
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	20
2.1. Antecedentes	22
2.2. Hidrogeoquímica volcánica	25
2.3. Sismicidad Volcánica	26
2.3.1. Sismos Volcano-Tectónicos (VT)	26
2.3.2. Eventos de Largo Periodo (LP)	28
2.3.3. Tremor armónico	29
CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA	32
3.1. Monitoreo hidrogeoquímico	32
3.2. Muestreo de manantiales	33
3.3. Métodos de análisis de laboratorio	36
3.4. Análisis de las señales sísmicas	43
CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIONES	44
4.1. Concentraciones iónicas comparadas contra el pH	46
4.2. Manantial Axocopan	47
4.3. Pozo Chihuahuita	54
4.4. Manantial El Bosque	60

4.5 Manantial Huexocoapan	65
4.6 Manantial Paleorío	71
4.7 Manantial San Baltazar	74
4.8 Manantial Tochimilco	78
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	82
CAPÍTULO 6: REFERENCIAS	84

RESUMEN

El objetivo de este estudio es encontrar la posible relación que existe entre las variaciones de las concentraciones iónicas de Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} y SiO_2 en los manantiales y el registro de parámetros sísmicos como eventos de periodo largo (exhalaciones), sismos volcanotectónicos y tremor armónico en el volcán Popocatepetl de 2001 al 2015. Se comparó la base de datos sobre la actividad sísmica del Popocatepetl con los resultados obtenidos mediante análisis químicos a las aguas de siete manantiales ubicados en las faldas de dicho volcán. Se analizaron 5,212 datos sobre exhalaciones, 1,813 sismos volcanotectónicos (VTs) y 1,178 datos sobre tremor armónico (171,034 min) y 3,322 datos sobre las concentraciones iónicas en los manantiales. Se encontró que estos iones tienen una relación con las exhalaciones presentando valores elevados de concentración durante dos o tres meses cuando el número de exhalaciones es mayor, observándose claramente que cuando comenzaron a aumentar las exhalaciones, en el manantial Huexocoapan los valores de Na^+ (23.99 [mg/L]), F^- (0.91 [mg/L]) y SiO_2 (83.62 [mg/L]) fueron altos en comparación a los medidos en otros análisis. La relación que se observa en los minutos de tremor armónico es similar que en las exhalaciones, por ejemplo, en el manantial Tochmilco, ubicado a 14 km del volcán, se registraron varios picos positivos de SO_4^{2-} en un periodo de dos a tres meses, cuando el conteo de minutos de tremor armónico fue elevado (1,500 min) también se observó una relación entre los VTs por día y los iones antes mencionados, por ejemplo, el análisis de laboratorio de Cl^- del manantial Chihuahuita dio como resultado una concentración de 4.96 [mg/L] el 23 de marzo de 2013, uno de los valores más elevados, y cuatro días después se registraron 9 VTs.

Este estudio forma parte de las investigaciones que se llevan a cabo en la Subdirección de Riesgos Volcánicos del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) dentro del programa especial de servicio social para la mitigación del riesgo de desastres.

ABSTRACT

This study was conducted to find the relationship between variations in the ionic concentrations of Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} and SiO_2 in the springs and registration of seismic parameters such as long-period events (exhalations), volcanotectonic earthquakes (VTs) and harmonic tremor at Popocatepetl volcano. Was compared the database on the seismic activity of Popocatépetl with the results obtained by chemical analysis to the waters of seven springs located on the slopes of the volcano. Were analyzed 5,212 data of exhalations, 1,813 volcanotectonics earthquakes, 1,178 harmonic tremor data (171,034 min) and 3,322 data on the ionic concentrations in springs. It was found that these ions have a relationship with the exhalations, presenting high concentration values for two or three months when the number of exhalations is greater, clearly observed that when they began to increase the exhalations, in the spring Huexocoapan the values Na^+ (23.99 [mg/L]), F^- (0.91 [mg/L]) and SiO_2 (83.62 [mg/L]) they were high in compared to measured in other analysis. The relationship that shown in minutes of the harmonic tremor is similar in the exhalations, for example, in the Tochimilco spring, located 14 kilometers from the volcano, where in SO_4^{2-} several positive peaks were recorded over a period of two to three months when counting minutes harmonic tremor was elevated (1,500 min); also is observed a relationship between VTs per day and ions aforementioned, for example, the laboratory analysis of Cl^- in the spring Chihuahuita resulted in a concentration of 4.96 [mg/L] on March 23, 2013, one of the highest values, and four days after were recorded 9 VTs.

This study is part of research carried out in the Volcanic Hazards Subdirection of the National Center for Disasters Prevention (CENAPRED) within the special social service program for disasters risk mitigation.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

La mejor manera de percibir y evaluar el estado de actividad y riesgo asociado a un volcán es a través de la observación y vigilancia sistemática mediante diversos métodos visuales e instrumentales (Guevara *et al.*, 2001). El monitoreo hidrogeoquímico es una herramienta mediante la cual se pueden observar variaciones en los iones disueltos en el agua que interactúan con los gases del volcán Popocatepetl. Otra herramienta de vigilancia es el monitoreo sísmico y en un ambiente volcánico se observan señales características como son las exhalaciones (Eventos de largo período o LPs), sismos vulcanotectónicos (VTs) y tremor. En este trabajo se conjugaron estas dos técnicas y se estableció la relación que existe entre ellas.

1.1. Objetivos

Determinar la relación que existe entre las concentraciones iónicas medidas en los manantiales y los parámetros del monitoreo sísmico del volcán Popocatepetl.

Identificar qué parámetros hidrogeoquímicos son útiles como precursores para poder identificar cambios en la actividad del volcán Popocatepetl.

1.2. Hipótesis

Las concentraciones iónicas en los manantiales del volcán Popocatepetl tienen variaciones que son atribuibles a los cambios de actividad en el volcán.

El estudio de estas variaciones puede ser utilizado para identificar cambios en la actividad volcánica.

1.3. Localización

El volcán Popocatépetl ($19^{\circ}03' N$, $98^{\circ}35' W$) es un volcán activo localizado en México, se encuentra en la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana entre los límites de los estados de México, Morelos y Puebla; a 70 km al sureste de la Ciudad de México (Figura 1). Es la segunda cumbre más alta de México, con una altura máxima de 5465 msnm.

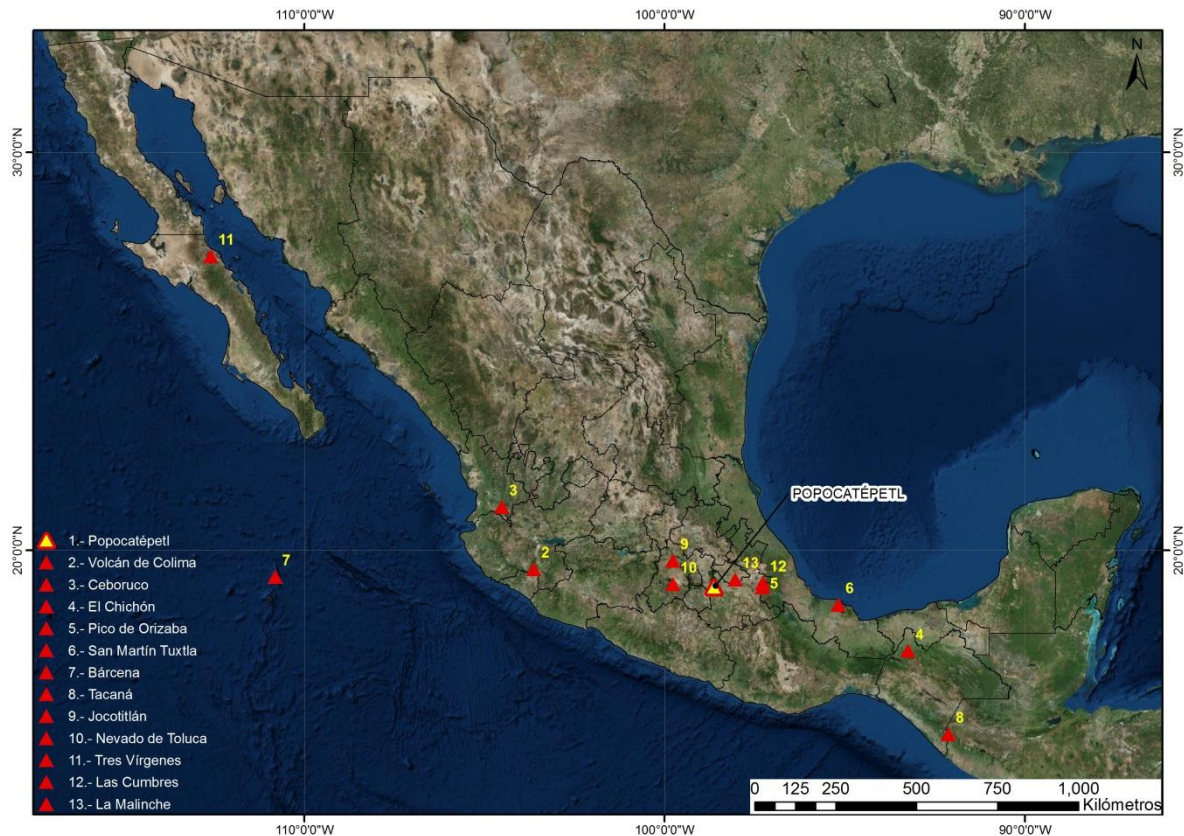


Figura 1. Localización del volcán Popocatépetl. Se muestran también los principales volcanes activos de México, en las categorías 1, 2 y 3 establecidas por el CENAPRED.

El volcán Popocatépetl es un estratovolcán andesítico con una historia eruptiva compleja (Macías, 1995), cuyo basamento está constituido de calizas del Mesozoico, areniscas y evaporitas de edad Cretácica (Robin *et al.*, 1987).

Popocatépetl significa en lengua Náhuatl “la Montaña que humea” que hace alusión al hecho de que, en la época prehispánica, los habitantes de esa zona

fueron testigos presenciales en diversas ocasiones de actividad como en los años 1363, 1509, 1512, y 1519-1528 (Macías, 2007). Actividad similar a la que el volcán presenta actualmente.

Se estima que en un radio medio de 60 km alrededor del edificio volcánico habitan aproximadamente 4.5 millones de personas (CENAPRED), por lo cual es de suma importancia su monitoreo.



Figura 2. Vista del flanco Norte del volcán Popocatepetl, octubre de 2010.

1.4. Historia Geológica del volcán Popocatepetl

Según Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, (2006) la evolución geológica del Popocatepetl se puede resumir en las siguientes etapas:

El primer edificio formado fue el volcán Nexpayantla el cual creció por el emplazamiento de flujos de lava de composición andesítico-dacítico y grandes domos dacíticos, dicho volcán colapsó hace unos 200,000a producto de una erupción, haciendo que se formara en su lugar una caldera en la cual comenzó a

nacer un nuevo volcán, El Fraile, que se produjo por el emplazamiento de derrames andesíticos y dacíticos.

El Fraile colapsó hace unos 50,000 y 30,000 A.P. (Boudal y Robin, 1989) por una erupción de tipo Bezymianny, las cuales se caracterizan por presentar una explosión de manera lateral.

Después de este evento inició la construcción del actual Popocatepetl durante los últimos 23,000a (Macías, 2007). La actividad volcánica ha presentado etapas alternadas de actividad efusiva y explosiva, generando depósitos piroclásticos y flujos de lava andesítica-dacítica. Estas lavas forman la mayor parte del lado oeste y suroeste del cráter. Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006) mapearon estas lavas como flujos de lava El Fraile, mencionando que fueron erosionadas durante los avances del glaciar Hueyatenco entre 20,000 y 14,000 A.P.

Los eventos ocurridos en 3,050 a.C, y 823 d.C. iniciaron con erupciones violentas, formando columnas plinianas que alcanzaron alturas de 25 km Macías (2007).

El cono actual presenta fragmentos juveniles, los cuales están compuestos por fenocristales de plagioclasa, olivino, hiperstena, augita y escasa hornblenda, en una matriz vítrea microcristalina (Macías, 2007).

En la figura 3 se muestra una columna estratigráfica del volcán Popocatepetl con los depósitos que han sido emplazados hace 23,000a.

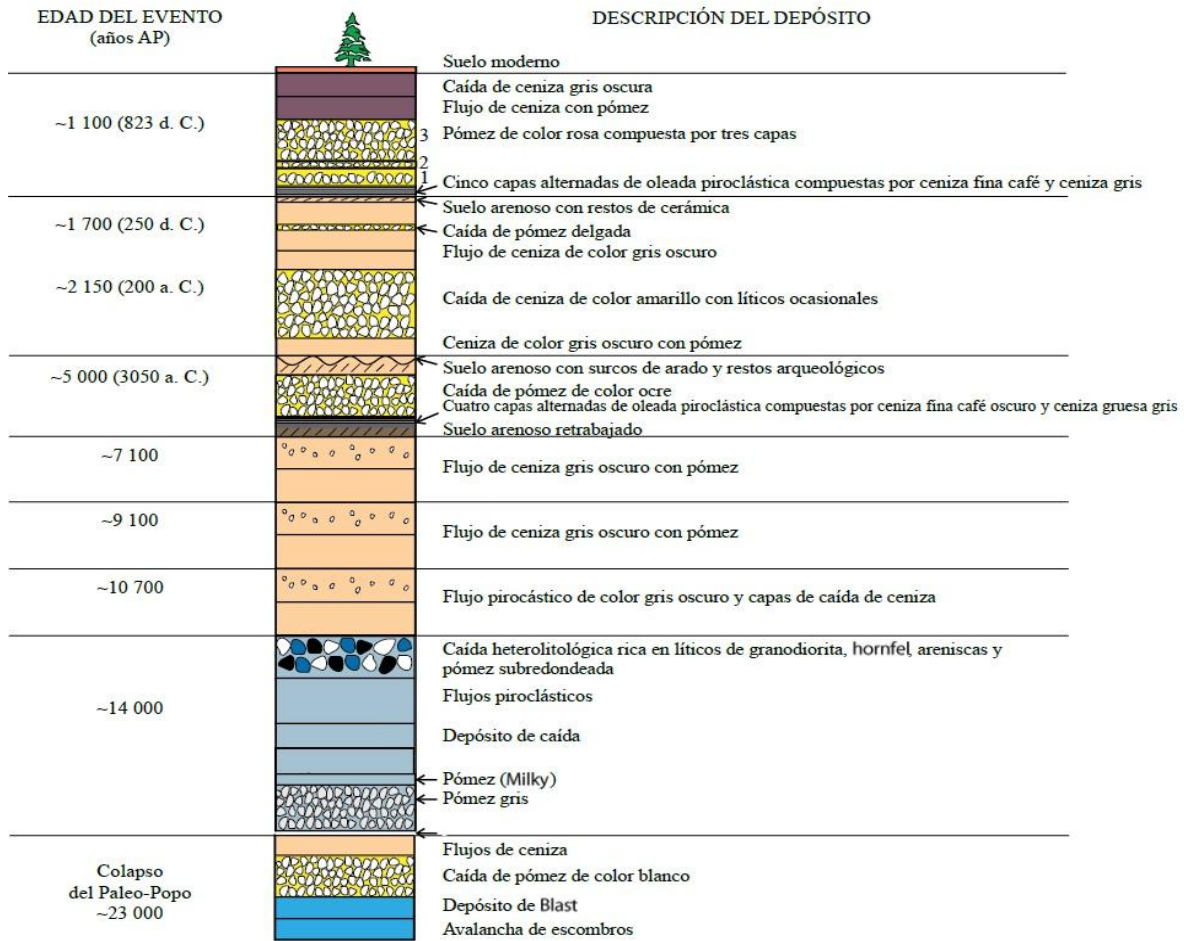


Figura 3. Columna estratigráfica simplificada del volcán Popocatépetl mostrando los depósitos emplazados a partir del último colapso ocurrido hace 23 000a (Siebe y Macías, 2004; Macías, 2007)

1.5. Historia eruptiva del volcán Popocatépetl

El volcán Nexpayantla fue destruido por un enorme colapso dirigido hacia el sur. Sobre dicho volcán se edificó el volcán Ventorrillo llamado así por Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006) el cual también colapsó hacia el sur producto de una erupción.

Durante 11,000 y 6,000 A.P., hubo varios períodos de actividad explosiva que produjeron flujos de ceniza, colapsos de columnas que se extendieron alrededor

del volcán llegando a los poblados de Amecameca, Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos (Siebe y Macías, 2004)

Siebe y Macías (2006) sugieren que la historia eruptiva para el volcán Popocatepetl en los últimos 6,000 años está caracterizada por erupciones plinianas recurrentes cada 1,000-3,000 años.

Durante la colonia existen numerosas menciones de eventos menores del Popocatepetl, como en 1530, 1539, 1540, 1548, 1562-1570, 1571, 1592, 1642, 1663, 1664, 1665, 1697 y 1720, 1919 (Macías, 2007). En la Tabla 1 se muestra resumida la actividad prehistórica e histórica del volcán.

Tabla 1. Actividad prehistórica e histórica del Popocatepetl (Espinasa-Pereña, 2012)

AÑO	ACTIVIDAD
>430,000 A.P.	Gran erupción tipo Bezymianny destruye el edificio volcánico del volcán Nexpayantla.
23,655 a 22,00 A.P.	Gran erupción tipo Sta. Helena destruye el edificio volcánico del volcán Ventorrillo
14,430±190 a 12,900±40 A.P.	Gran erupción pliniana destruye el Fraile. Caen ceniza y pómez en el Valle de México PB&N y PWA (Tutti-Frutti)
9,600 A.P.	Erupción pliniana grande P-4
4,900 A.P.	Erupción pliniana grande P-3
1,800 A.P.	Erupción pliniana grande P-2
1,235+50 a 855+55 A.P.	Tres erupciones plinianas P-1
1354 d.C.	Erupción menor
1363 d.C.	Fumarolas
1509 d.C.	Erupción mayor, representada en los Códices Telleriano Remensis y Vaticano A, Ceniza Negra
1512 d.C.	Fumarolas

1519 a 1530 d.C.	Erupción moderada seguida de actividad fumarólica.
1539-1549 d.C.	Erupciones moderadas. Explosiones esporádicas moderadas emiten ceniza y pómez.
1571 d.C.	Emisiones de ceniza
1592 d.C.	Fumarolas y emisiones de ceniza
1642 d.C.	Fumarolas y emisiones de ceniza
1663 a 1665 d.C.	Erupciones moderadas. Explosiones esporádicas moderadas emiten ceniza y pómez. Produce “el chimuelo” en la Corona.
1697 d.C.	Fumarolas
1720 d.C.	Erupción leve y actividad fumarólica
1804 d.C.	Fumarolas leves
1919 – 1927 d.C.	Erupción moderada. Explosiones esporádicas emiten ceniza y pómez. Se forma un pequeño domo de lava en 1924.

1.6. Actividad reciente del volcán Popocatépetl

El Popocatépetl mostró varias señales de inquietud antes de la erupción de 1994 pero no fue hasta finales de 1993 que la sismicidad, la temperatura del agua en el lago del cráter y la actividad fumarólica se elevaron indicando el despertar del volcán. El monitoreo de las aguas de los manantiales también mostró concentraciones crecientes de componentes químicos como el CO₂ y HCO₃ (Martin-Del Pozzo, 2012). El volcán se reactivó el día 21 de diciembre de 1994 con la emisión de columnas de ceniza, vapor de agua y gases que se elevaron a una altura de 2 a 3 km dando inicio a una nueva etapa de actividad; esta serie de

eventos siguieron de manera constante hasta finales de marzo de 1995. Durante el año de 1995 continuó emitiendo cenizas (Macías, 2007).

El volcán permaneció tranquilo hasta marzo de 1996 apareciendo emanaciones de ceniza y una colada de lava muy viscosa, a partir de una fractura localizada en el interior del cráter el día 29 de marzo, la cual formó el primer domo. Explosiones pequeñas lanzaron material del tamaño de lapilli hacia el flanco noreste del edificio (Macías, 2007). Se observaron erupciones importantes en octubre 28 y 31, noviembre 27, 28 y 29, y diciembre 2, 5, 7 y 29 (Espinasa-Pereña, 2012). El 30 de junio de 1997 ocurrió una explosión precedida por una serie de sismos volcanotectónicos, la cual formó una columna eruptiva de 8 km de altura que con la acción del viento la nube viajó hacia la Ciudad de México provocando entre otras cosas, el cierre del aeropuerto internacional. Un día después se originaron lahares que se desplazaron 12 km. Esta erupción tuvo una intensidad de 2 a 3 en la escala IEV (Índice de Explosividad Volcánica).

En el año de 1997 la actividad se incrementó, iniciando la construcción de un nuevo domo. El 30 de junio de ese año se presenció una gran columna de ceniza que alcanzó aproximadamente 10 km de altura por encima del volcán (Julio-Miranda *et al.*, 2008).

La intensidad de la erupción alcanzó un IEV de 2 a 3, por lo que el Comité Científico Asesor recomendó el cambio de color en el semáforo de alerta volcánica a rojo (Espinasa-Pereña, 2012).

El primero de enero de 1998, se produjo otra explosión que generó una columna de ceniza de aproximadamente 5 km por encima del volcán.

El 13 de agosto de 1998 se registró el sismo volcanotectónico más grande ocurrido hasta ese entonces, con magnitud de 3.9 y una profundidad de 11.5 km bajo el cráter (Espinasa-Pereña, 2012) y al día siguiente ocurrió una explosión que destruyó el domo de lava, dicha explosión generó una columna de ceniza de 4 km de altura.

Durante los siguientes dos años, el volcán seguía presentando actividad, destacando exhalaciones, construcciones y destrucciones de domos de lava; hasta que en diciembre de 2000 inició a una nueva fase de actividad, en la cual se detectaron episodios de tremor armónico, que acumulado, resultaron cerca de 25 horas de este episodio. Del 12 al 16 de diciembre de ese año la actividad del Popocatepetl incrementó notoriamente por lo que cerca de 40,000 habitantes cercanos al edificio tuvieron que ser evacuados (Macías, 2007). Y para el 18 de diciembre, el volcán comenzó una nueva erupción.

El 21 de enero de 2001, ocurrió una explosión acompañada de vapor de agua y ceniza, la columna alcanzó unos ocho km de altura por encima del cráter; dicha erupción fue catalogada con un IEV de 3 a 4. Esta erupción produjo un flujo piroclástico enriquecido en escoria que erosionó el glaciar llegando hasta el bosque. A partir de estos flujos se originaron lahares que llegaron hasta el poblado Santiago Xalitzintla (Capra *et al.*, 2004), al NE del volcán.

Después de la gran erupción del 21 de enero del 2001, la actividad disminuyó a pequeñas erupciones excepto la del 3 de julio cuya columna de ceniza alcanzó los 9 km sobre el nivel del mar. Un nuevo domo se formó en marzo de 2002 seguido por pequeñas erupciones de ceniza en abril, mayo, junio y julio y las explosiones más grandes en noviembre y diciembre de 2002 y en febrero, junio y los días 2 y 15 de julio de 2003 (Martin-Del Pozzo, 2012) que provocó una columna de ceniza de 3.5 km y 3 km respectivamente las cuales lanzaron fragmentos incandescentes a una distancia aproximada de un kilómetro del cráter.

La actividad durante los años 2004 y 2005 fue relativamente baja, presentando exhalaciones y explosiones de baja intensidad. No hubo relevancia en los cambios hidrogeoquímicos en los manantiales registrados en 2004. Y para el año de 2005 la actividad de más importancia fue una explosión registrada el 1 de diciembre que generó una columna de 5 km por encima del cráter reportando caída de ceniza en Puebla.

Durante los años 2006 y 2007 se emplazaron numerosos domos pequeños seguidos de explosiones. Destacando la exhalación ocurrida el 25 de julio de 2006 que produjo una columna de ceniza de 5 km sobre el cráter.

En el 2008 hubo un pequeño incremento de la actividad del volcán, presentando frecuentes exhalaciones. Adicionalmente, se detectó boro en algunos de los manantiales monitoreados en julio y septiembre (Espinasa-Pereña, 2012).

Los años 2009 y 2010 se caracterizaron principalmente por emisiones menores de ceniza y algunas de mayor tamaño; en abril de 2010 se detectó la presencia de boro en tres de los manantiales muestreados. Del 10 al 14 de mayo de 2010 se habían acumulado 52 horas de tremor armónico y para junio de ese año se produjo una erupción explosiva de tipo vulcaniana.

Durante el 2011 hubo erupciones pequeñas en enero y marzo, y otras más grandes en mayo y junio, seguidas de nuevo por otras pequeñas en agosto. En septiembre se formó un nuevo domo el cual fue parcialmente destruido el día 26 del mismo mes (Martin-Del Pozzo, 2012).

En el año 2012 el volcán Popocatepetl tuvo varios episodios de actividad, destacan las explosiones del 25 de enero (generando una columna de gases y cenizas de 3 km aproximadamente), 6 de agosto y 10 de septiembre.

Actividad relevante ocurrida en ese año fue en los meses de abril y mayo, la cual estuvo asociada a un incremento en la sismicidad y la tasa de emisión de dióxido de azufre, con la emisión frecuente de fragmentos incandescentes arrojados sobre las laderas del volcán (Nieto *et al.*, 2013).

El 6 de agosto del 2012 se produjo la explosión más importante de ese año, generando una columna de ceniza de 4.5 km de altura sobre el cráter. El conjunto de la actividad sísmica y de emisión de gases en el volcán Popocatepetl se asoció a un proceso de emplazamiento, crecimiento, sellamiento y destrucción de domos, que pudieron ser observados en diversas ocasiones (Nieto *et al.*, 2013).

Debido al incremento en la actividad registrada en los meses de abril y agosto, el semáforo de alerta volcánica se elevó a Amarillo Fase 3 entre el 16 de abril y el 31

de agosto. El resto del año el semáforo se mantuvo en Amarillo Fase 2 (Nieto *et al.*, 2013).

Para el año 2013 la actividad más importante se hizo presente en los meses de abril, mayo, junio y julio. En el mes de mayo se registró un sismo vulcanotectónico de magnitud 4.1, a 6 km de profundidad el cual ha sido el más grande ocurrido en la historia reciente del volcán (Nieto *et al.*, 2014); en los días siguientes hubo un incremento en la actividad sísmica y explosiva por lo cual se elevó el semáforo de alerta volcánica a Amarillo Fase 3 que inició el 12 de mayo al 8 de y se mantuvo hasta el 8 de junio. El día 3 de julio se presentó una explosión que alcanzó 3.5 km de altura sobre el cráter, arrojando fragmentos incandescentes y registró un episodio de tremor armónico que provocó el emplazamiento de un domo el cual fue parcialmente destruido en explosiones ocurridas los días siguientes. A finales de año, el 9 de diciembre, se registró el sismo volcano-tectónico más profundo que se haya registrado en la actividad reciente del volcán, de 20 km de profundidad.

Para el año 2014 la actividad en el volcán fue relativamente baja, incrementándose ligeramente en el mes de agosto presentando un aumento en exhalaciones y sismos vulcanotectónicos, estos últimos se hicieron presentes a menores profundidades lo que indica un ascenso de fluidos.

También en agosto aumentó la concentración de boro en cuatro de los cinco manantiales muestreados (Caballero *et al.*, 2015); cabe destacar que en el manantial Axocopan se presentó boro a lo largo de todo el año.

Durante el año 2015 se emplazaron siete domos los cuales se destruyeron por las explosiones ocurridas a lo largo de ese año. Se registraron exhalaciones y explosiones que alcanzaron de 1 a 3 km de altura sobre el cráter; arrojando fragmentos incandescentes a distancias de 300 a 800 metros del cráter (Caballero *et al.*, 2016)

En la tabla 2 se resaltan los eventos de mayor relevancia del Popocatepetl en los últimos 21 años:

Tabla 2. Actividad reciente del volcán Popocatepetl Modificado de Espinasa-Pereña, (2012)

Fecha	Actividad
Pre octubre 1994	Fase estable
Octubre 1994 a 20 de diciembre de 1994	Fase de actividad premonitora
21 diciembre 1994 a 26 marzo 1996	Actividad fumarólica de limpieza de conductos
26 de marzo de 1996 a 15 de marzo de 1997	Fase de recarga, con el crecimiento de pequeños domos de lava
15 de marzo de 1997 a 30 de junio de 1997	Crecimiento y destrucción de un domo grande
Julio de 1997 a septiembre de 1999	Fase post-eruptiva de relajación, emplazamiento de numerosos domos pequeños
Septiembre 1999 a diciembre de 2000	Fase de recarga, con el emplazamiento de domos cada vez más grandes
Noviembre de 2000 a 18 de diciembre de 2000	Emplazamiento muy rápido de un gran domo
19 diciembre de 2000 a 23 enero de 2001	Fase eruptiva intensa, culminando en erupción VEI 3-4
Enero de 2001 a mayo de 2003	Fase posteruptiva de relajación, emplazamiento de numerosos domos pequeños
Mayo de 2003 a junio de 2005	Fase estable con mínima actividad
Julio de 2005 a 2009	Crecimiento de pequeños domos de lava
2010 y 2011	Fase de recarga, con el emplazamiento de

	domos cada vez más grandes
Abril y agosto de 2012	Fase explosiva
Mayo y junio de 2013	Fase explosiva, registrando un VT de magnitud 4.1
9 de diciembre de 2013	Se presentó el VT más profundo que se tenga registro en la actividad reciente del volcán, con una profundidad de 20 km.
Año 2014	Fase estable
Año 2015	Actividad fumarólica y explosiva

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

El magma es un fundido silicatado con tres fases, líquido, cristales en suspensión y gases disueltos, principalmente vapor de agua, que están confinados dentro del magma por la presión de las rocas circundantes. La mayor parte del magma se compone de iones móviles de los elementos más abundantes de la corteza (silicatos, oxígeno, aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio) (Tarbuck *et al.*, 2004). Este magma se puede acumular en la corteza formando recipientes o “cámaras” magmáticas.; en algunos casos el magma sale a la superficie, produciendo una erupción volcánica (De la Cruz, 20014).

En estos casos, para que la cámara magmática pueda salir de su estado de equilibrio y comience a desplazarse o a ser drenada hacia la superficie, se requiere de un incremento adicional de energía. Esto puede ocurrir de tres maneras diferentes: 1) por el ingreso en la cámara magmática de un magma de mayor temperatura; 2) por el aumento de la concentración de los volátiles en las fases residuales del magma, que al saturarse se separan como fase vapor,

provocando un aumento de volumen que desarrolla esfuerzos propios; y 3) por una disminución rápida de la presión confinante, que puede ser causada por la formación de fracturas que conectan la cámara magmática con la superficie (Llambías, 2001).

Todos los magmas contienen gases disueltos que se liberan en los períodos de quietud e incrementan su cantidad y modifican su composición en los períodos eruptivos. Los elementos y compuestos que constituyen los gases volcánicos son aportados en diversos grados por varias fuentes como la desgasificación del magma, el aire atmosférico, el agua meteórica, entre otras. Al liberarse el magma, los gases se transportan rápidamente a través de fracturas, y grietas por la corteza terrestre hasta su salida a la superficie (Armienta, 1993).

La posición y tamaño de la cámara magmática, la morfología del edificio, el sistema hidrogeológico, y el sistema hidrotermal dentro del edificio son factores que influyen en la migración de las sustancias volátiles a la superficie (Varley y Armienta, 2001).

Durante su ascenso, el magma libera gases que mediante la red hidrotermal subterránea llegan a concentrarse en manantiales cercanos al edificio volcánico.

Los iones presentes en el agua son SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , HCO_3^- , B, Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , SiO_2 , CO_2 (Martin-Del Pozzo *et al.*, 2002; Armienta, *et al.*, 2008). Los cambios en las concentraciones de estos iones generan variaciones en el pH y la temperatura de los manantiales. La interacción agua-roca en los manantiales se encuentra en equilibrio, es por eso que cuando se presenta algún cambio en las concentraciones de los iones antes mencionados, ese cambio puede identificarse mediante análisis químicos en el laboratorio.

Para esto se lleva a cabo un sistema de monitoreo el cual consiste en el muestreo sistemático de las aguas de los manantiales en los que se ha identificado que tienen influencia magmática de los edificios volcánicos.

2.1. Antecedentes

Hay un interés particular por los lagos cratéricos, ya que cuando los volcanes tienen cambios en su actividad, se ven reflejados directamente en la composición química de sus aguas (Armienta *et al.*, 2014). En diversos volcanes de México y el mundo se han llevado a cabo diversos estudios sobre las variaciones en la composición química de las aguas de lagos y manantiales. Algunos de ellos son:

Volcán Popocatepetl, México

El 20 de enero 1990 se midió en el manantial Paleorío, al sureste del Popocatepetl, la mayor concentración de boro (1.38 mg/L), y también se detectó en otros manantiales muestreados a lo largo de ese año. Las concentraciones de boro en enero y febrero fueron superiores a los niveles de detección en varios manantiales en un período de intensa actividad volcánica explosiva, esto sugiere una liberación de gas volcánico por el agua subterránea (Armienta *et al.*, 2008). Esto ha ocurrido en varias ocasiones entre 1996 y 2003, el boro apareció en más de un manantial por un corto tiempo y luego desapareció hasta el siguiente episodio relevante de actividad volcánica. Este comportamiento refleja una fuente intermitente de boro, cuya concentración en el agua no es suficiente para mantenerse o aumentar con el tiempo. En ausencia de la actividad explosiva frecuente, han aparecido anomalías de boro antes de emplazamientos de domos. Esto puede establecer al boro como un posible precursor de la actividad efusiva (Armienta *et al.*, 2008; Martin Del-Pozzo *et al.*, 2002)

Diferentes grados de desgasificación en el magma pueden ser los responsables de algunas variaciones en los manantiales del volcán Popocatepetl, ya que se ha visto que picos pequeños en diferentes componentes de los manantiales, están relacionados con la actividad magmática (Martin-Del Pozzo *et al.*, 2002).

La influencia de la actividad volcánica se refleja como cambios de diferente naturaleza en la química del agua, que puede que se deriven de la interacción directa de los gases volcánicos en los acuíferos (Armienta *et al.*, 2008).

Volcán Chichón, México

En el volcán Chichón, localizado en Chiapas, se ha observado que la química del lago ha ido fluctuando desde su primer muestreo reportado en 1983 (Rouwet *et al.*, 2008). En 1983 el valor de pH del lago fue de 0.56, mientras que para 1986 este valor había aumentado a 2.5 (Rouwet *et al.*, 2008). A lo largo de los años, el lago del cráter ha mostrado fuertes cambios en sus concentraciones iónicas; en 1983, además de ser ácido, predominaban los iones de Ca^+ y Cl^- ; posteriormente, el predominio de las concentraciones de los aniones que fluctuaron fueron el cloruro y sulfato; y para los cationes, el magnesio, sodio y calcio, llegando a la conclusión de que la contribución de los gases magmáticos hacia el lago del cráter ha tendido a disminuir entre los años 1983 y 2000 (Armienta *et al.*, 2014).

Armienta (2014) menciona que los cambios hidrogeoquímicos en el lago del Chichón son atribuidos a reacciones de precipitación-disolución y oxidación-reducción relacionado con el comportamiento del sistema magmático-hidrotermal combinado con los cambios en la permeabilidad del sistema; estos cambios se han relacionado con la actividad de los manantiales como el *Soap Pool* (SP).

La alta salinidad ($\text{TDS} > 20\,000$ mg/kg) del lago proviene de la descarga del SP (Taran *et al.*, 1998) además de que también es la fuente principal de agua no meteórica hacia el lago, sin embargo, el origen de la fuente de Cl es desconocido; aunque no hay duda del potencial de calor del sistema volcánico-hidrotermal (Rouwet *et al.*, 2008).

Cabe destacar que las evaporitas son abundantes en la corteza continental de Chiapas, lo que podría afectar la composición de los fluidos hidrotermales del Chichón (Taran *et al.*, 2008); esto se podría relacionar con el manantial SP ya que cuando éste emite sólo vapor de agua, el lago del cráter se comienza a enriquecer de SO_4^{2-} (Peiffer *et al.*, 2015).

Después de años de existencia, el pH del lago se ha estabilizado en un valor promedio de 2.5, presentando temperaturas de 30°C lo cual indica un decremento en la disolución de los gases magmáticos hacia el lago (Peiffer *et al.*, 2015).

Monte Ruapehu, Nueva Zelanda

Las variaciones en las concentraciones de aproximadamente 30 constituyentes en el lago del cráter del Monte Ruapehu durante el periodo de actividad eruptiva en 1971 se utilizaron para investigar el origen de los químicos disueltos y los factores que controlan esas concentraciones (Giggenbach *et al.*, 1975).

El cloruro se deriva principalmente del HCl de las fumarolas, y el magnesio proviene de la desintegración de material magmático, estos son indicadores convenientes para la ocurrencia de cualquiera de los dos procesos más importantes asociados con actividad eruptiva: desgasificación y extrusión de magma. El otro indicador importante es el pH, el cual disminuye a medida que la desgasificación aumenta (Giggenbach *et al.*, 1975).

También se muestra un aumento en la temperatura del lago que suele ir acompañado de un aumento en la concentración de cloruro lo que sugiere que existe una relación directa entre la fuente de calor y el cloruro.

El inicio del periodo eruptivo de 1971 en el Monte Ruapehu se hizo notorio a finales de marzo de ese año por el aumento de la actividad sísmica; esto coincidió con un aumento constante de la temperatura del lago, desde 28°C medido el 24 de marzo a 55°C a principios de mayo de ese mismo año. Los aumentos de temperatura van acompañados de incrementos en la concentración de cloruro y magnesio, que pueden ser reconocidos para los periodos eruptivos de 1966, 1968 y 1969.

Volcán Sakurajima, Japón

Los gases volcánicos de las fumarolas del volcán Sakurajima a temperaturas más bajas se enriquecen en gases ácidos como el CO₂ y H₂S, mientras que cuando la temperatura aumenta las fumarolas se enriquecen de SO₂. HCl y HF también son encontrados en los gases volcánicos.

Se ha tratado de encontrar una relación entre la actividad volcánica y los cambios en los componentes de los gases volcánicos, especialmente en la relación HCl(Cl) a SO₂(S) (Hirabayashi *et al.*, 1982).

En las mediciones realizadas en el volcán Sakurajima se observó que los gases volcánicos varían, percatándose que la relación HCl/SO variaba un mes antes del comienzo de la actividad (Hirabayashi *et al.*, 1982).

Nevado del Ruiz, Colombia

Muestras de fumarolas tomadas en el cráter tres meses antes de la erupción del Nevado del Ruiz ocurrida en noviembre de 1985, mostraron que la composición de los gases eran esencialmente magmáticos (Giggenbach *et al.*, 1990)

Para el caso del Nevado del Ruiz la relación de S/Cl de las aguas ácido-sulfatadas son muy próximas a las descargas de gases magmáticos, un hallazgo que apoya la hipótesis que estas aguas se forman a través de la absorción directa de los gases magmáticos en el agua subterránea.

2.2. Hidrogeoquímica volcánica

La hidrogeoquímica volcánica estudia las características químicas del agua superficial y subterránea en contacto con un medio geológico volcánico o que tiene influencia de actividad volcánica.

Estas aguas presentan características particulares como la presencia de elementos de origen magmático como son H₂S, CO₂ entre otros.

2.3. Sismicidad Volcánica

Los volcanes son una manifestación característica de la interacción de la actividad magmática con la superficie de la Tierra (Chouet, 1996b), es por esto que el entendimiento de la sismicidad volcánica es de suma importancia.

El estudio de la sismicidad en un ambiente volcánico permite conocer diferentes aspectos como la dinámica y mecanismo de transporte de fluidos, sus efectos y el posible estado de esfuerzos (Ibáñez *et al.*, 2000) con los cuales se puede comprender el comportamiento eruptivo y mejorar la evaluación de los riesgos volcánicos.

Los volcanes activos son fuente de una gran variedad de señales sísmicas, entre los que destacan los terremotos volcano-tectónicos (VT), eventos de largo periodo (LP) y el temblor.

2.3.1. Sismos Volcano-Tectónicos (VT)

Un sismo ocurrido en un ambiente volcánico recibe el nombre de sismo volcano-tectónico (VT). El registro de esta señal se caracteriza por tener una duración variable que va desde pocos segundos hasta minutos. El inicio de la señal puede ser impulsivo que se observa por la llegada de la onda P y es posible identificar la llegada de la onda S y las frecuencias dominantes son de 5 -15 Hz como se puede observar en la Figura 4.

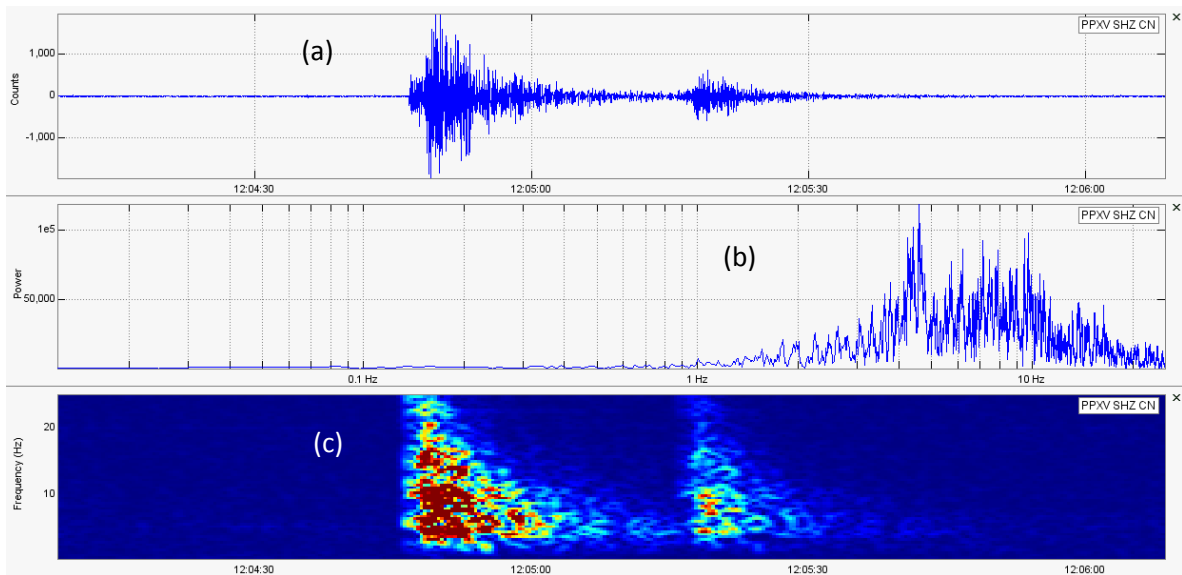


Figura 4. Ejemplo de dos sismos vulcano-tectónicos en el volcán Popocatépetl registrados el día 16 de agosto de 2015 en la estación Chipiquixtle, donde se observan las diferentes características de la onda. (a) Traza sísmica, (b) Espectro, (c) Espectrograma (Imagen tomada del software Swarm).

Se cree que la mayoría de los VTs son causados por el cizallamiento o deslizamiento de fallas (McNutt *et al.*, 2015) provocado por el ascenso de magma y/o gases que migran desde reservas profundas hacia reservas más someras viajando hacia el edificio volcánico a través de conductos u otras estructuras, fracturando las rocas. Se diferencian de sus homólogos tectónicos por las magnitudes que alcanzan las cuales en promedio son $M = 3$, aunque se han registrado en el Popocatépetl eventos excepcionales como el del 6 de mayo del 2013 con magnitud 4.1.

En volcanes, la ocurrencia de los VTs puede ser en enjambres (*swarms*), los cuales se definen como un grupo de terremotos agrupados en una zona determinada en un intervalo de tiempo pequeño.

2.3.2. Eventos de Largo Periodo (LP)

Los eventos de largo periodo (LP) o de baja frecuencia, son caracterizados por sus bajas frecuencias (< 5 Hz), su duración es de unos pocos segundos hasta poco más de un minuto y no presentan llegadas definidas de ningún tipo de fase, onda P u onda S (Figura 5).

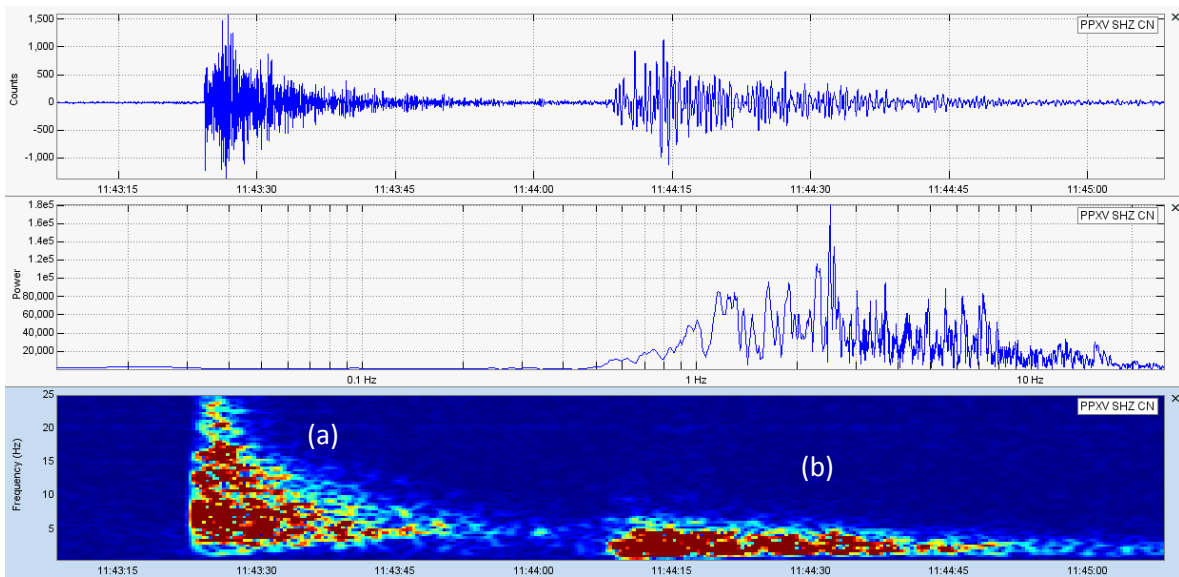


Figura 5. Ejemplo de señales características de un (a) VT seguido de un evento (b) LP ocurrido el 7 de octubre de 2015 registrado en la estación Chipiquixtle del volcán Popocatepetl (Imagen tomada del software Swarm).

Los LPs suelen presentarse en forma de enjambre sísmico contándose un elevado número de eventos por hora. Se ha podido observar que existe una relación muy fuerte entre los enjambres de LP y la presencia muy cercana de erupciones volcánicas (Chouet, 1996b).

Los eventos LP se pueden producir por diversos eventos volcánicos; uno de los modelos más conocidos es el de una fisura resonante que se abre mientras los fluidos magmáticos y/o hidrotermales ascienden a la superficie (Chouet, 1996a).

La aparición de estos eventos puede llegar a ser captada mediante imágenes transmitidas en tiempo real desde las cámaras instaladas por el CENAPRED en las

cercanías del volcán como exhalaciones que confirman el movimiento de fluidos magmáticos y/o hidrotermales (Figura 6).



Figura 6. Exhalación del 27 de octubre de 2015 en el volcán Popocatepetl, vista desde la estación Altzomoni (CENAPRED, 2015).

2.3.3. Tremor Armónico

El tremor volcánico es una señal que se caracteriza por mantener una amplitud constante durante un largo periodo de tiempo y puede durar desde minutos hasta horas (Ibáñez *et al.*, 2000).

En este tipo de eventos no se puede identificar la llegada de las ondas P y S. Generalmente se presentan como señales continuas de vibraciones armónicas o espasmódicas (Figura 7).

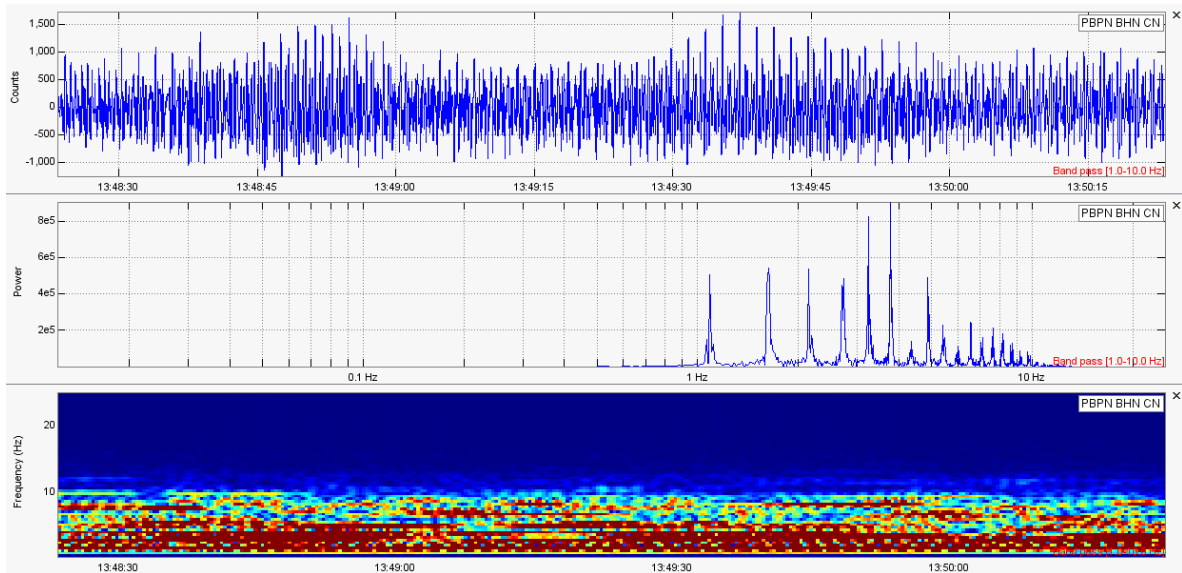


Figura 7. Tremor armónico registrado en la estación Canario del volcán Popocatepetl el día 27 de septiembre de 2015, se observan frecuencias equidistantes que se mantienen en el tiempo (Imagen tomada del software Swarm).

Los eventos LP y los episodios de tremor presentan una correlación inversa con el tiempo y presentan características espectrales comunes que sugieren que estas señales comparten un proceso de una fuente similar (Arciniega-Ceballos *et al.*, 2000).

Se ha observado la presencia de tremores prolongados durante el emplazamiento de domos, como en marzo de 1996 y febrero de 2000. Otro distinto tipo de tremor visto en el Popocatepetl presenta un espectro cuasi-monocromático seguido de grandes emisiones de ceniza y eventos explosivos (Arciniega-Ceballos *et al.*, 2003).

El CENAPRED cuenta con ocho estaciones de monitoreo sísmico operando en las cercanías del volcán como se muestra en la figura 8.

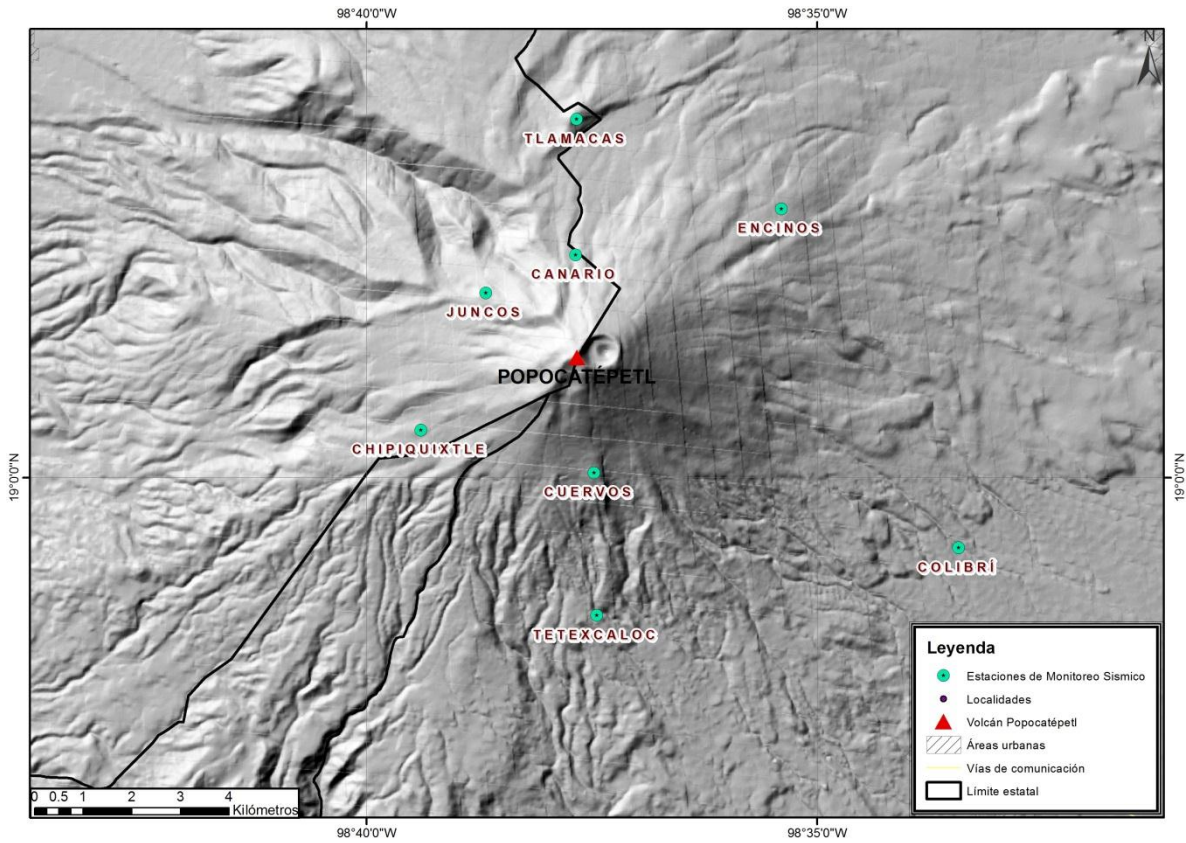


Figura 8. Estaciones de monitoreo sísmico operadas por el CENAPRED.

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

En el presente trabajo se correlacionaron las variaciones en las concentraciones iónicas de SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , HCO_3^- , B, Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SiO_2 muestreados en manantiales con la actividad sísmica observada en el volcán Popocatepetl (VT, LP, tremor). También se relacionaron los parámetros medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad); para establecer una relación que pudiera permitir predecir actividad en el volcán.

3.1. Monitoreo Hidrogeoquímico

El monitoreo geoquímico de aguas o hidrogeoquímico consiste en el seguimiento de las variaciones composicionales, de temperatura, de pH y de conductividad de aguas que circulan por un edificio volcánico, para analizar si estas variaciones reflejan un aporte de determinados elementos químicos desde los gases o fluidos magmáticos al agua y por tanto indican una mayor actividad del volcán en cuestión (Ramírez *et al.*, 2012).

Se elaboró una base de datos con los resultados obtenidos en el Laboratorio de muestras ambientales (LMA) del CENAPRED para tener un seguimiento del comportamiento de los manantiales del volcán Popocatepetl. Éste análisis se realizó durante el servicio social y prácticas profesionales del autor del presente trabajo; dicho análisis forma parte del programa especial para la mitigación del riesgo de desastres.

Es importante el monitoreo hidrogeoquímico en el volcán ya que así se pueden observar las variaciones en las concentraciones iónicas presentes en los manantiales y saber cuál es la relación que tienen con el volcán.

3.2. Muestreo de manantiales

El muestreo de los manantiales del volcán Popocatepetl se realiza mensualmente y se lleva a cabo por parte del personal de la Subdirección de Riesgos Volcánicos de la Dirección de Investigación del CENAPRED. La localización de los manantiales muestreados se observa en la Figura 9 y en la Tabla 3.

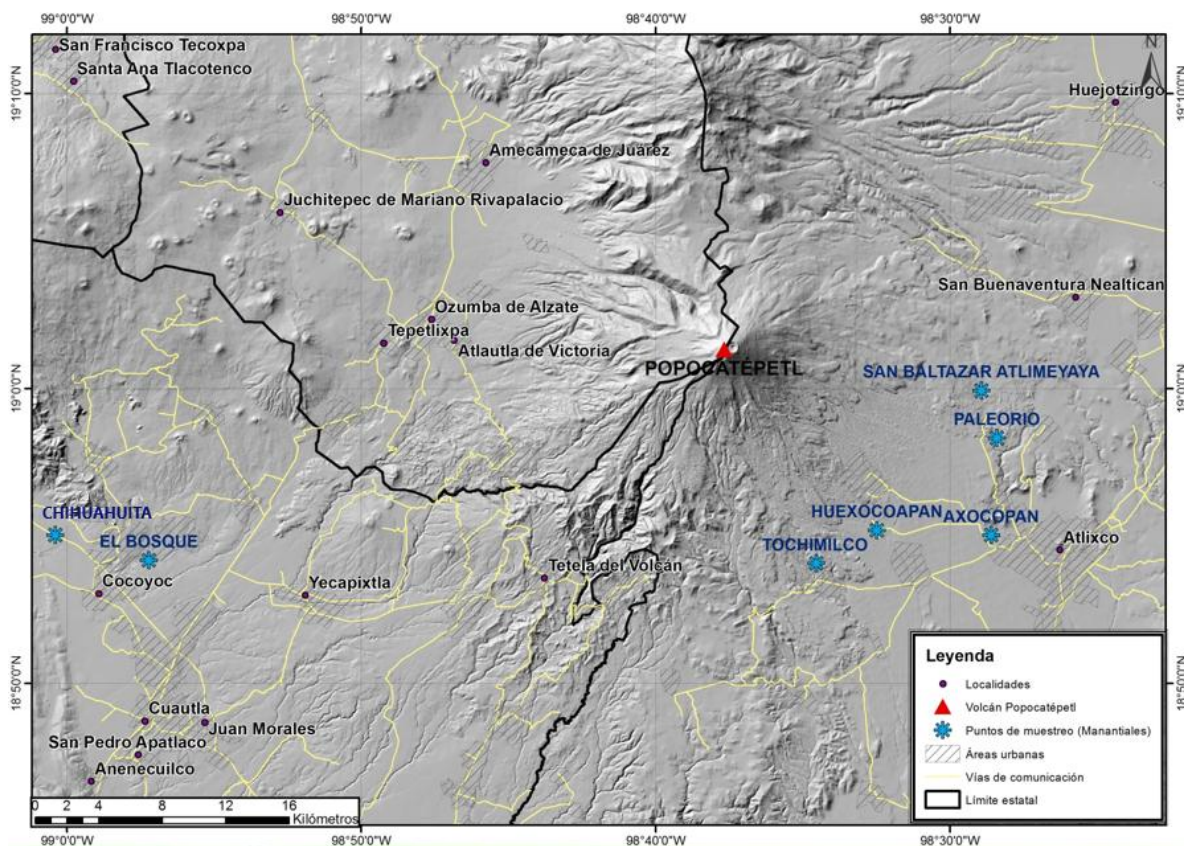


Figura 9. Localización de los sitios de muestreo.

Tabla 3. Localización de los manantiales. *Manantiales que se han dejado de muestrear.

Nombre	Latitud	Longitud	Altura (msnm)	Observaciones
San Baltazar Atlimeyaya	18°59'19.7"	98°28'55.2"	2198	Manantial
Paleorío*	18°58'20.2"	98°28'20.0"	2042	Manantial
Axocopan	18°55'01.1"	98°28'35.8"	1945	Manantial
Huexocoapan	18°55'12.4"	98°32'30.6"	2028	Manantial
Tochimilco	18°54'04.00"	98°34'32.6"	2010	Manantial
El Bosque*	18°54'09.73"	98°57'13.37"	1375	Manantial
Chihuahuita	18°55'10.59"	99°00'26.19"	1285	Pozo

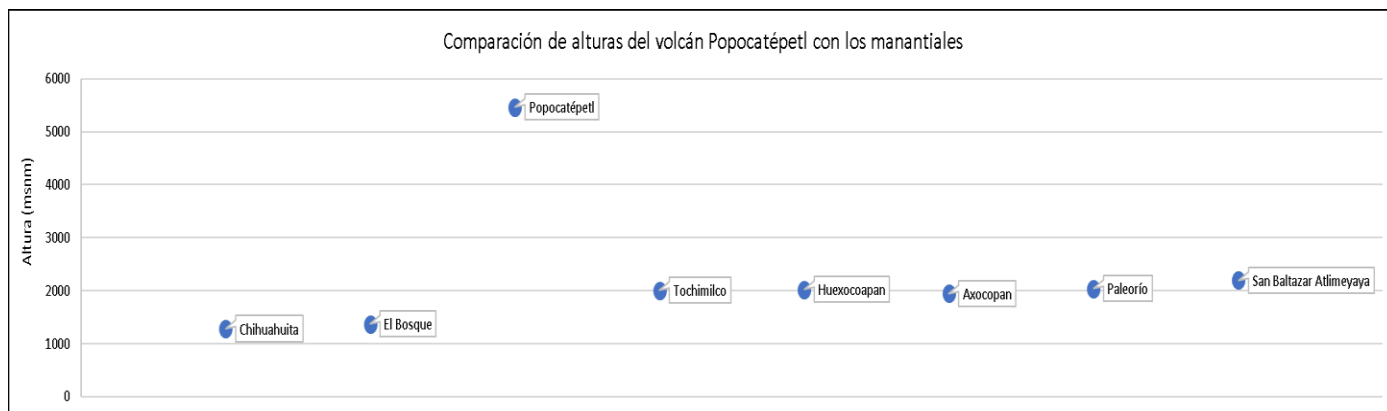


Figura 10. Se muestran la comparación de las alturas de los manantiales con respecto al volcán Popocatépetl

Los primeros cinco sitios de muestreo se encuentran en el Estado de Puebla, sobre el lado este del volcán, mientras que los dos sitios restantes se encuentran en el Estado de Morelos, hacia el Suroeste del volcán.

Los manantiales San Baltazar, Paleorio y Axocopan se encuentran alineados sobre un sistema conocido de fallas “La Pera” con tendencia NO-SE (Lermo-Samaniego *et al.*, 2006) que cruza el volcán, en la barranca Xaltelulco, donde se han registrado frecuentes eventos VT. Huexocoapan está localizado muy cerca de esta área y podría estar influenciado por estas fallas. El Bosque podría pertenecer a fallas conjugadas en donde se han registrado eventos de tipo VT (Armienta *et al.*, 2008).

El primer sitio de muestreo es el manantial San Baltazar Atlimeyaya cerca de un depósito de coladas de lava; se encuentra aproximadamente a 15 km al sureste en línea recta del cráter del volcán Popocatépetl.

El segundo manantial muestreado es Axocopan, del cual se ha obtenido mayor información en cuanto al monitoreo hidrogeoquímico; se encuentra aproximadamente a 19 km al sureste en línea recta del cráter del volcán; el agua de este manantial se utiliza para consumo humano y balneario ejidal.

Huexocoapan es el tercer manantial muestreado, se trata de un nacimiento de agua localizado en el poblado de Guadalupe Huexocoapan; se encuentra aproximadamente a 14 km al sureste en línea recta del cráter del volcán.

El cuarto sitio para muestrear es el manantial Tochimilco, a 14.2 km al sureste en línea recta del cráter del volcán Popocatepetl.

El último sitio de muestreo es el manantial Chihuahuita, la muestra es tomada de la llave de un pozo; este pozo se encuentra a una distancia en línea recta desde el cráter a aproximadamente 42 km al suroeste. Todos estos manantiales llevan la firma de los procesos magmáticos (Inguaggiato *et al.*, 2005).

La temperatura, el pH y la conductividad se toman *in situ* (Figura 11), actualmente el CENAPRED utiliza el dispositivo Portable pH/EH/TDS/Temperature meter modelo HI9813-5 de la marca HANNA Instruments.



Figura 11. Muestreo y medición de parámetros *in situ* en el manantial Axocopan.

El muestreo de agua para cada manantial consiste en la toma de agua en botellas de plástico de 1000 ml, y 500 ml. Cada botella debe de ser enjuagada tres veces

con el agua del manantial que le corresponda, para eliminar impurezas que pueden estar presentes dentro de las botellas de modo que, al momento de realizar los análisis, estas impurezas no alteren los resultados.

Las botellas se deben llenar completamente verificando que no tengan burbujas en su interior. A la botella de 500 ml se le agregan 50 gotas de HNO_3 y a la botella de 1000 ml no se le agrega ninguna sustancia. Todas las muestras deben ser preservadas a una temperatura aproximada de 4°C (Armienta *et al.*, 2008) hasta el momento de su análisis el cual debe realizarse a temperatura ambiente.

3.3. Método de análisis en el laboratorio¹

Las muestras son llevadas al Laboratorio de Muestras Ambientales (LMA) del CENAPRED y las concentraciones iónicas analizadas son HCO_3^- , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SiO_2 y B.

De la muestra natural de 1000 ml se analizan HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , SiO_2 y el boro. Los cationes (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) son analizados con las muestras acidificadas.

Para obtener la concentración de B, K^+ y Na^+ , las muestras son analizadas con un espectrofotómetro de absorción atómica marca Shimadzu modelo AA-6300, mientras que los SO_4^{2-} y SiO_2 son analizadas con un espectrofotómetro de UV visible marca Perkin Elmer modelo Lambda 25 (Figura 12). La concentración de los otros iones (HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+}) se obtiene mediante titulación y el F^- se obtiene a partir del uso de un potenciómetro.

¹ Todas las fórmulas citadas en éste capítulo se obtuvieron del MANUAL DE TÉCNICAS ANALÍTICAS DEL LABORATORIO DE MUESTRAS AMBIENTALES DEL CENAPRED. Dirección de Análisis y Gestión de Riesgos Subdirección de Riesgos Sanitarios y Toxicología, 2014



Figura 12. Espectrofotómetro de absorción atómica marca Shimadzu modelo AA-6300 (izquierda) y espectrofotómetro de UV visible marca Perkin Elmer modelo Lambda 25 (derecha).

Los bicarbonatos son medidos por el método de titulación (colorimetría); para el caso de los bicarbonatos se colocaron 100 ml de muestra natural en un matraz Erlenmeyer, se adicionaron 4 gotas de indicador rojo de metilo, se titula con HCl 0.02 N. El cambio de color es de azul a rosa grisáceo (Ramírez *et al.*, 2014). Se titula la sustancia hasta que la muestra cambie de color, posterior a esto la muestra se hierve y nuevamente se vuelve a titular hasta que tenga un color rosa claro (Figura 13).



Figura 13. Coloración presente en el método de titulación (colorimetría) para bicarbonatos.

La determinación de la concentración de cloruros también se hace por el método de titulación y se basa en una valoración con nitrato de plata utilizando al cromato de potasio como indicador (Ramírez *et al.*, 2014). Este procedimiento se realiza utilizando 100 ml de muestra al natural a la cual se ajusta el pH en 7 y 10 utilizando hidróxido de sodio (0.1N). Se valora la disolución hasta que cambie de color amarillo a naranja-rojizo.

Para el caso de los fluoruros se utiliza un potenciómetro con un electrodo de fluoruro el cual debe ser limpiado y enjuagado con agua destilada. La muestra debe ser preparada en un vaso de precipitados de 50 ml, se le agrega una solución TISAB (Total Ionic Strength Adjustment Buffer) la cual contiene 14.5 g de NaCl y 1 g de sal disódica en 125 ml de agua destilada, se añaden 14.25 ml de ácido acético y se ajusta el pH entre 5 y 5.5 con NaOH 5 M y se diluye a un volumen de 250 ml (Ramírez *et al.*, 2014). Esta solución se agrega a la muestra natural, se agita perfectamente y se toma la medida de potencial de esta solución.

Se determina la concentración de la muestra con ayuda de una curva de calibración con concentraciones de fluoruro ya conocidas.

Para poder determinar la concentración de sulfatos presente en las aguas de los manantiales, primero se prepara una solución ácida acondicionadora la cual contiene 3.33 ml de glicerina, 2 ml de HCl, 20 ml de agua destilada, 6.66 ml de alcohol etílico y 5 g de NaCl.

Posteriormente se colocan 10 ml de muestra en un matraz Erlenmeyer a la cual se le agregan 0.5 ml de la solución acondicionadora, posteriormente adicionar 0.5 g $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, esta solución debe ser agitada a velocidad constante durante 1 minuto exacto, e inmediatamente transferir la muestra a una celda de 1 cm del espectrofotómetro para leer la absorbancia a una longitud de onda de 420 nm dentro de los 2 a 5 minutos siguientes. Así como para los fluoruros, para el caso de los sulfatos también se debe de realizar una curva de calibración con concentraciones conocidas de 0, 5, 10, 15, 20, 40 y 60 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ de SO_4^{2-} (Ramírez *et al.*, 2014).

De la curva de calibración se obtienen las ppm de SO_4^{2-} de acuerdo con la lectura de absorbancia de la muestra usando la siguiente ecuación:

$$Meq/l \text{ de } SO_4^{2-} = \frac{(ppm)(dilución)}{PE \text{ del } SO_4^{2-}}$$

Para medir la concentración de Ca^{2+} se usa el método de dureza total. La dureza se entiende como la capacidad de un agua para precipitar el jabón y esto está basado en la presencia de sales de los iones de calcio y magnesio. El método se basa en la formación de complejos por la sal disódica del ácido EDTA con los iones de calcio y magnesio (Ramírez *et al.*, 2014)

Si la muestra contiene partículas que puedan alterar los resultados como la materia orgánica, se debe llevar a cabo una digestión con ácido nítrico-ácido sulfúrico o ácido nítrico-ácido perclórico para eliminarla y posterior a esto se ajusta el pH de la muestra a un valor de 9, usando una disolución de amoníaco.

El procedimiento para llevar a cabo este método es el siguiente:

Se colocan 50 ml de muestra en un matraz Erlenmeyer de 125 ml, se añade 1 ml o 2ml de una disolución amortiguadora la cual contiene 16.9 g de (NH_4Cl) disuelto en 143 ml de amoníaco concentrado, mezclada con 1.25 g de sal de magnesio de EDTA disueltos hasta 250 ml con agua (Ramírez *et al.*, 2014). A la disolución antes mencionada se le añaden 0.035 g del indicador eriocromo negro T que hará que la muestra se tiñe de color vino rojizo.

La muestra se titula con una disolución de EDTA 0.01 M (contiene 3.723 g de sal disódica del ácido etilendiaminotetraacético dihidratada diluido en un litro de agua) hasta que la muestra cambie de color rojizo a azul.

La dureza total se calcula como se indica en la siguiente ecuación:

$$\text{Dureza total, como CaCO}_3(\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}) = \frac{(A - B) * C * 100}{D}$$

Donde:

A = ml de EDTA gastados en la titulación en la muestra;

B = ml de EDTA gastados en la titulación en el blanco (si es utilizado);

C = mg de CaCO₃ equivalentes a 1 ml de EDTA, y

D = ml de muestra

Se expresa la dureza total como mg·L⁻¹ con la precisión correspondiente. Cabe destacar que la concentración obtenida aquí es de CaCO₃.

Para obtener la concentración de Mg²⁺ se utiliza el método denominado dureza de magnesio el cual consiste en usar 100 ml de muestra que se coloca en un matraz Erlenmeyer, se le añaden aproximadamente 3 gotas de rojo de metilo haciendo que la muestra se torne de color amarillo, posteriormente la solución se acidifica adicionando gotas de HCl 1N hasta que la disolución tome un color rosado.

Se añaden 0.2 g de oxalato de amonio posteriormente se pone a hervir la muestra a una temperatura de 270°C, esto se hace para eliminar los carbonatos en forma de CO₂, haciendo que el color rojo se mantenga durante todo este proceso, si no es el caso y la muestra comienza a teñirse de color amarillo, se le añaden un par de gotas de HCl.

La muestra se deja enfriar y se adiciona NaOH 1 M gota a gota hasta el viraje del indicador de rosa al amarillo, posteriormente se deja reposar la muestra 10 minutos y enseguida se filtra la disolución con papel filtro para retirar el oxalato de calcio precipitado. (Ramírez *et al.*, 2014).

Se adicionan 5 ml de una solución que contiene 16.9 g de cloruro de amonio disueltos en 143 ml de amoníaco concentrado y 1.25 g de sal de magnesio de EDTA, los cuales se diluyen hasta 250 ml con agua. A la disolución antes mencionada se le agregan 0.035 g de indicador negro de eriocromo T. Se valora la

muestra con EDTA haciendo que vire de color rosa a azul intenso a verde oscuro (Ramírez *et al.*, 2014).

Se hace empleo de la siguiente fórmula:

$$Mg^{2+} = V_{Gasto\ EDTA} * M_{EDTA} * 243 / V_{muestra}$$

Donde:

$V_{muestra}$ = Volumen de la muestra

$V_{Gasto\ EDTA}$ = Volumen del gasto de EDTA

M_{EDTA} = son los mg de CaCO₃ equivalentes a 1 ml de EDTA

La concentración obtenida de Mg²⁺ se resta a la concentración resultante del método de dureza total que se utilizó para medir CaCO₃ y es así como se obtiene la concentración de Ca²⁺.

Las concentraciones traza de potasio pueden ser determinadas por espectroscopia de absorción atómica en modo emisión a una longitud de onda de 766.5 nm. Para poder realizar este procedimiento se debe preparar una curva de calibración con concentraciones conocidas de K, en el caso de las aguas de volcán Popocatépetl se prepara de 1 a 6 mg·kg⁻¹ (Ramírez *et al.*, 2014).

Se determina la intensidad de la emisión en el espectrofotómetro y con ayuda de la siguiente ecuación se estipula la concentración de potasio en las muestras directamente de la ecuación de la curva de calibración:

$$mg\ K \cdot L^{-1} = (lectura\ de\ mg\ K \cdot L^{-1} * Dilución)$$

Con ayuda del espectrofotómetro de absorción atómica en modo emisión también se determina la concentración de sodio. Al igual que en la determinación de potasio, se prepara una curva de calibración con concentraciones conocidas de Na, en el caso de las aguas del volcán Popocatépetl se prepara de 1 a 6 ppm, para el caso de los manantiales de Chihuahuita y San Baltazar se debe realizar una dilución 1:50, mientras que para los otros manantiales debe ser 1:100 (Ramírez *et al.*, 2014).

La intensidad de la emisión se coloca a 589 nm. Y se determina la concentración de Na en las muestras de las aguas directamente de la ecuación de la curva de calibración:

$$mg Na \cdot L^{-1} = (lectura de mg Na \cdot L^{-1} * Dilución)$$

Para conocer la concentración de sílice se realiza el siguiente procedimiento: Se coloca en un tubo de ensaye 0.5 ml de muestra y 4.5 ml de H₂O destilada, agregar 0.5 ml de HCl 10 % y 0.5 ml de molibdato de amonio 10%, agitar y dejar reposar 5 min. Adicionar 0.2 ml de la solución de ácido oxálico al 10 %, agitar y dejar reposar 2 min, posteriormente agregar 1 ml de sulfito de sodio (Na₂SO₃), agitar y dejar reposar 2 min, por último, leer la absorbancia en una longitud de onda de 650 nm (Ramírez *et al.*, 2014).

Se debe realizar una curva de calibración colocando en tubos de ensaye las cantidades indicadas de solución patrón de 100 ppm, dicha solución contiene 0.2357 g de Na₂SiO₃•9H₂O disuelto en agua destilada aforada a 1000 ml de agua hervida; y agua destilada para un volumen final de 5 ml, como se observa en la siguiente tabla:

Tabla 4. Cantidades de solución patrón para curva de calibración de sílice. (Ramírez *et al.*, 2014)

Concentración (mg·l⁻¹)	ml de solución patrón (100 mg·l⁻¹)	ml de H₂O
0	0	5.00
2.5	0.25	4.75
5	0.5	4.50
10	1.0	4.00
15	1.5	3.50
20	2.0	3.00
25	2.5	2.50

La concentración de boro es medida en el espectrofotómetro de absorción atómica por el método del ácido carmínico el cual tiene un rango de detección de 1 a 10 mg-L⁻¹.

Para realizar el reactivo de ácido carmínico se disuelven 920 mg de este ácido en un litro de ácido sulfúrico concentrado. Luego se pipetea 0.5 ml de muestra en un tubo de ensaye, se adiciona una gota de ácido clorhídrico concentrado y, cuidadosamente, 2.5 ml de ácido sulfúrico concentrado y se mezclan, enfriar a temperatura ambiente. Después se adicionan 2.5 ml de ácido carmínico, se mezcla bien y se lee la absorbancia a 602 nm después de 1 hora de reacción (Ramírez *et al.*, 2014). Es importante verificar que no haya burbujas en la celda al momento de leer los valores en el software.

3.4. Análisis de señales sísmicas

Como se mencionó en la sección 2.3 Sismicidad Volcánica, las señales sísmicas que se utilizaron en el presente trabajo son los LPs, VTs y tremor armónico.

Estas señales se registran por las estaciones sísmicas ubicadas en las cercanías del volcán; dichas señales se analizan en un software llamado SWARM en donde se clasifican dependiendo las características físicas de las ondas como son la amplitud, frecuencia, forma de la onda.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Una erupción volcánica es la emisión de diversos materiales como gases, rocas de diversos tamaños y ceniza volcánica. En el caso del Popocatepetl se ha estado desarrollando erupciones de baja intensidad desde diciembre de 1994. En estos procesos de erupción se han presentado diversas manifestaciones:

- Emisiones de gases y vapor.
- Emisiones de ceniza.
- Crecimiento de cuerpos de lava en el interior del cráter de ese volcán (domos).

Cierto tipo de emisiones de vapor de agua, gases y ocasionalmente cenizas, de corta duración, muy características del Popocatepetl, se les ha llamado "exhalaciones". Estas emisiones rara vez duran más de cinco minutos. En la mayor parte de las veces las exhalaciones son leves, sin embargo, en ocasiones tienen un carácter explosivo, lanzando fragmentos de mayor tamaño en el entorno del cráter.

En el presente trabajo se hizo una comparación visual observando el comportamiento de las gráficas de los siguientes parámetros:

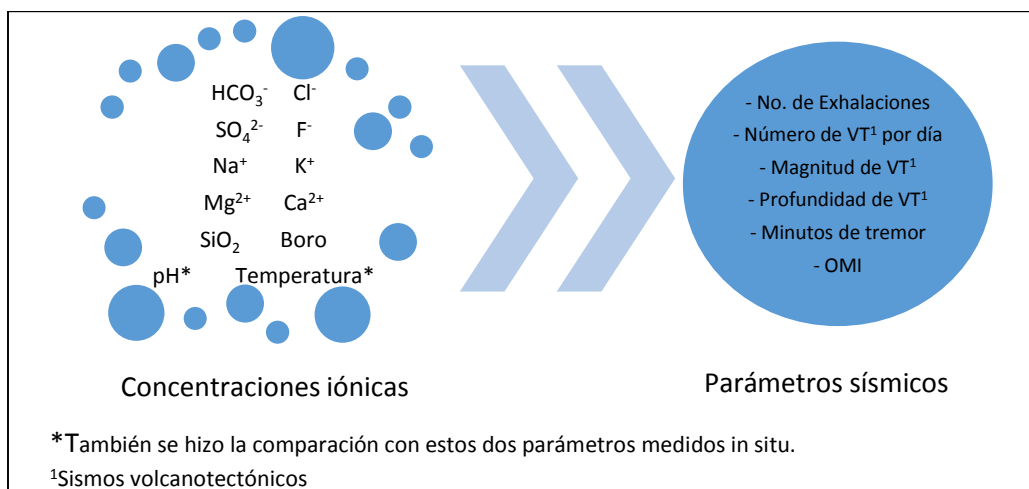


Figura 14. Concentraciones iónicas y parámetros sísmicos con los cuales fueron comparados.

Se analizaron un total de 733 gráficas de las cuales se obtuvo la siguiente información:

La conductividad depende de la cantidad de los iones que se encuentren presentes en una solución. Analizando la figura 15 se puede apreciar que la conductividad presenta un comportamiento inverso con respecto a los datos de emisiones de gases emitidos por el volcán Popocatépetl obtenidos mediante el *Ozone Monitoring Instrument* de la NASA (OMI). Con esto se infiere que cuando los gases y los iones no son expulsados por el cráter del volcán ya sea por la presencia de un domo que no permite que se puedan escapar, los gases y los iones buscan una salida y en este caso es por la red hidrotermal, ya que cuando las emisiones en el cráter son menores, el valor de la conductividad en los manantiales aumenta, lo que hace concluir que aumentan las concentraciones iónicas en los manantiales.

El sensor OMI mide la calidad del aire, el contenido de SO₂ entre otros componentes catalogados como contaminantes, también detecta ceniza volcánica y dióxido de azufre producido en las erupciones volcánicas.

Observando detalladamente el comportamiento de los datos obtenidos mediante el OMI contra los valores de la conductividad (Figura 15), se pueden comparar varios picos negativos de mediciones de conductividad que son opuestos a los valores altos de emisión de gases detectados por el OMI, uno claramente en el año 2010.

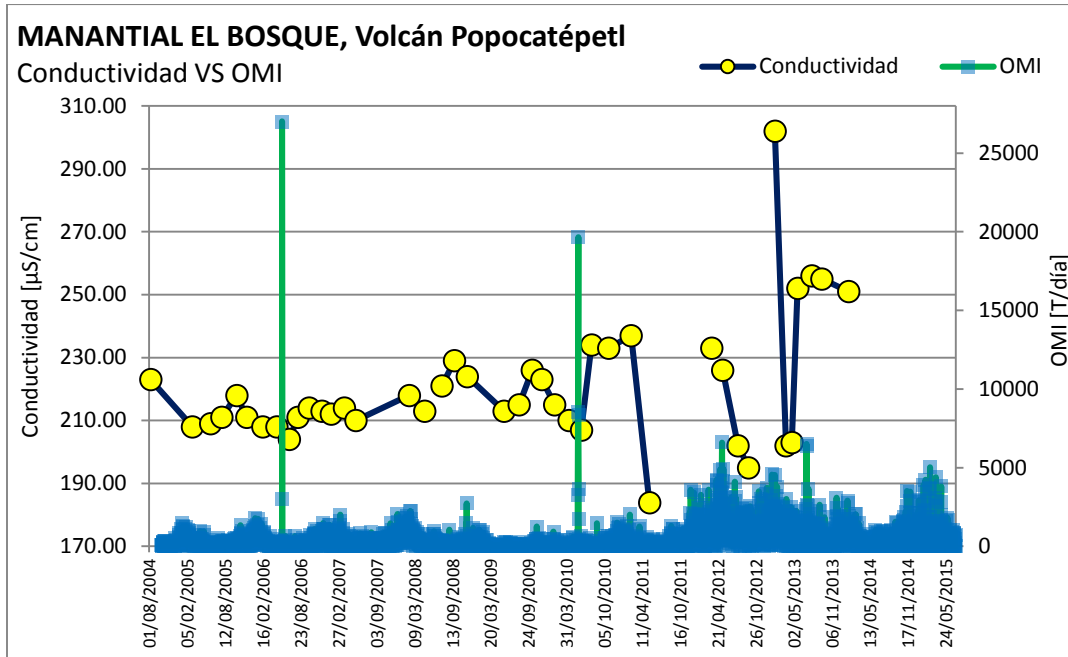


Figura 15. Comparación de la conductividad medida en el manantial El Bosque contra los valores de OMI.

4.1. Concentraciones iónicas comparadas contra el pH

El siguiente análisis corresponde a la comparación del pH contra el número de exhalaciones. Se sabe que el pH se vuelve más ácido en presencia de fluidos magmáticos. La interacción agua-gas es mayor y tiene un claro origen magmático, esto hace que el pH de los manantiales disminuya (Inguaggiato *et al.*, 2005). Y se ha detectado que el pH decrece aproximadamente un mes antes de que comience un periodo eruptivo (Martin-Del Pozzo *et al.*, 2002).

En la figura 16 se infiere que cuando hay mayor número de exhalaciones, el pH de los manantiales tiende a hacerse básico ya que fluidos ácidos se escapan por el cráter del volcán; mientras que cuando el número de exhalaciones disminuye, el pH tiende a decrecer, como se aprecia en las mediciones del pozo Chihuahuita.

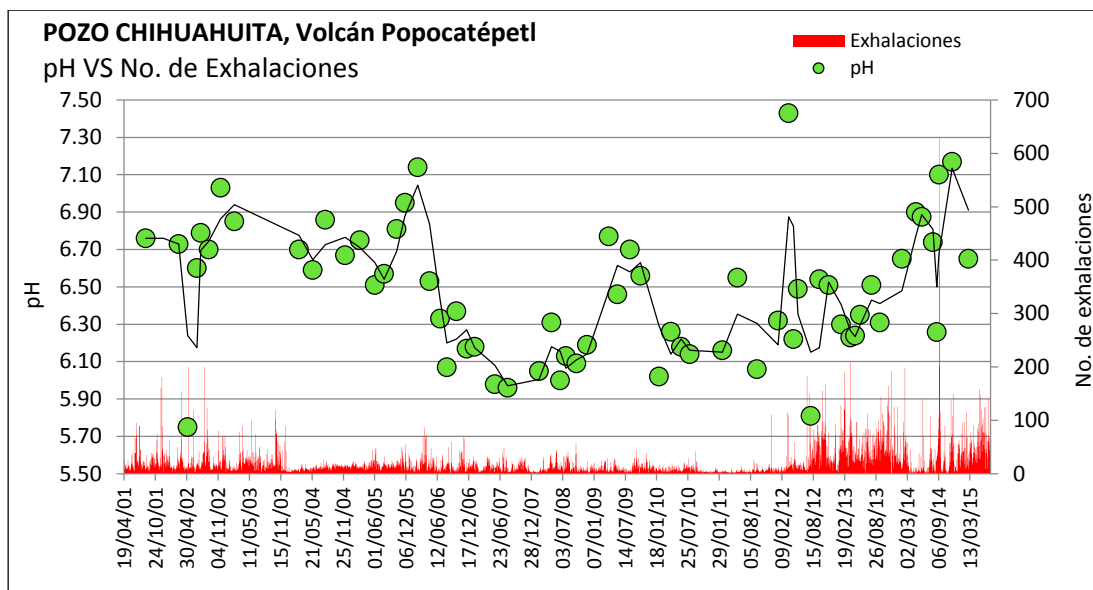


Figura 16. Comparación de valores de pH medidos en el pozo Chihuahuita contra el número de exhalaciones emitidas por el volcán Popocatepetl del 2001 al 2015.

4.2. Manantial Axocopan

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial Axocopan.

Tabla 5. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial Axocopan.

Fecha	Datos de campo			LMA CENAPRED								
	T [°C]	pH	Conductividad [μS/cm]	Datos de laboratorio [mg/L]								
				Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
22/03/2012	18.6	5.80	757.00	57.64	3.12	104.99	49.71	0.57	485.12	86.51	66.83	42.54
19/04/2012	18.7	6.30		85.34	4.11	99.31	20.97	0.20	477.00	135.64	74.65	31.45
16/05/2012	18.7	5.64	735.00	85.58	0.03	103.99	28.79	0.76	651.00	113.43	26.89	76.31
31/07/2012	18.7	5.46	650.00	64.43	4.90	107.67	17.88	0.16		40.82	40.08	47.53
20/09/2012	18.2	5.63	753.00	69.72	21.28	94.89	17.62	0.40	340.40	39.73	37.40	39.04
15/11/2012	18.7	5.89	747.00	55.81	6.30	99.16	19.60	0.84	374.33	44.96	37.28	35.01
30/01/2013	18.3	5.82	1208.00	60.69	6.48	87.68	16.54		359.70	45.14	34.33	38.00
25/03/2013	18.3	5.22	650.00	51.10	5.73	97.88	19.85		372.63	44.13	34.46	35.18
23/04/2013	19.6	5.38	720.00	54.42	5.99	100.78	19.11	0.53	408.83	43.89	33.92	34.49

22/05/2013	18.5	5.35	780.00	55.88	5.97	97.44	18.86	0.53	396.75	42.87	32.00	31.63
30/07/2013	19.30	5.95	770.00			97.53	20.84	0.45	408.25	45.91	29.32	29.83
17/09/2013	18.30	6.00	820.00			100.26	22.09	0.49	390.50	43.91	31.22	39.83
29/01/2014	19.3	6.55	825	49.29	6.32	93.19	19.35	0.46	406.31	39.42	42.05	38.14
24/04/2014	18.3	5.6	750	58.78	7.63	96.54	19.08	0.49	289.6	42.58	32.99	39.91
28/05/2014	19.3	5.85	830	73.37	7.73	92.73	17.12	0.5	407.46	41.23	35.22	40.82
04/08/2014	19.3	5.95	830	73.53	7.44	96.97	18.32	0.47	406.11	42.34	37.04	38.91
26/08/2014	19.1	5.76	800	65.52	7.24	98.82	19.2	0.56	410.98	42.7	32.79	43.84
09/09/2014	19.5	6.2	775	56.74	6.36	80.53	20.04	0.54	411.82	45.03	19.99	30.19
27/11/2014	18.3	6.23	820	63.44	6.84	96.71	21.37	0.49	400.74	41.8	35.27	31.64
04/03/2015	18.1	6.1	750	66.22	5.04	95.17	18.24	0.51	403.74	43.4	38.45	34.1

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones

Los iones mostrados en la figura 17 son SiO_2 , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} comparados contra en número de exhalaciones.

Para el caso de Na^+ , SO_4^{2-} y SiO_2 se puede observar que cuando hay mayor concentración de estos iones, aproximadamente un mes después hay un mayor número de exhalaciones, lo que hace que sugiere que están relacionados a la ocurrencia de exhalaciones en el volcán.

A pesar de que la mayoría de las mediciones los valores de Na^+ , SO_4^{2-} y SiO_2 permanecen constantes, hay ligeras variaciones en ciertos periodos de aumento de exhalaciones como son observables en la figura 17.

En los valores registrados a finales del año 2011 y principios del 2012, se observó una pequeña tendencia al aumento en los valores de la concentración, hasta que el día 19 de abril del 2012 se midió una concentración de Na^+ de 85.34 [mg/L] y el día 16 de mayo de ese mismo año 85.58 [mg/L] de Na^+ , las cuales fueron las más altas registradas en el manantial Axocopan.

Un caso particular fue el 4 de junio del 2014, en el que se cuantificó el mayor número de exhalaciones, el cual fue de 630; cuando en meses anteriores volvieron a medirse concentraciones elevadas, de 73.37 [mg/L] de Na^+ , la cual fue la más representativa de ese año.

Del SiO₂ se obtuvieron concentraciones de 104.99 [mg/L], 103.99 [mg/L], 107.67 [mg/L] los días 22 de marzo, 16 de mayo y 31 de julio respectivamente en el año 2012. En días posteriores a estas mediciones se contabilizaron más de 100 exhalaciones en ciertos días, para ser específicos, 115 el 20 de abril, 155 el 2 de julio y 167 el 21 de julio del 2012.

Cabe destacar que el valor registrado de SiO₂ el 31 de julio del 2012, es el más alto obtenido en el tiempo que se ha muestreado este manantial; y 10 días antes se contabilizaron 167 exhalaciones, por lo que se puede inferir que posterior a la actividad del volcán se mantengan concentraciones importantes de SiO₂.

En el caso del SO₄²⁻, el día 16 de mayo del 2012, se midió una concentración de 76.31 [mg/L], el cual ha sido el valor más elevado que se obtuvo de Axocopan.

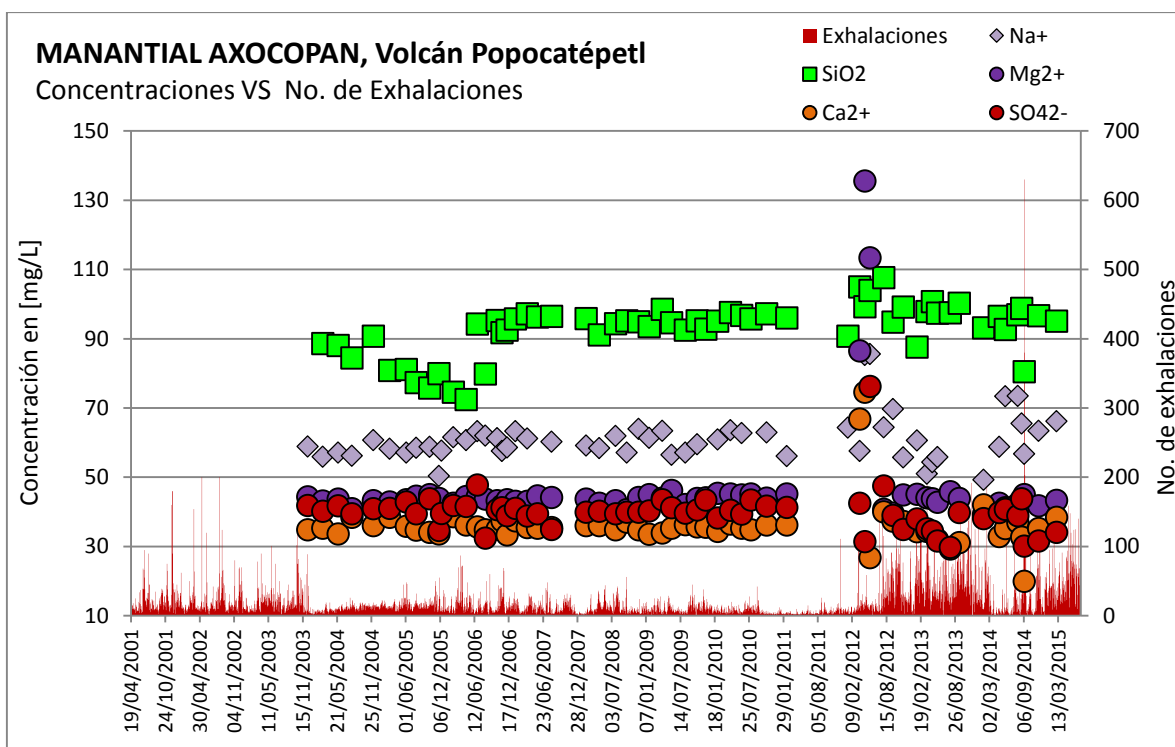


Figura 17. Comparación de valores de concentración de SiO₂, Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ medidos en el manantial Axocopan contra el número de exhalaciones emitidas por el volcán Popocatépetl del 2001 al 2015.

En la siguiente figura, se muestran las concentraciones de K^+ y Cl^- , en donde se observa que el comportamiento del K^+ es más constante con respecto al Cl^- y en donde se han obtenido valores representativos de 4.11 [mg/L] y 49.71 [mg/L] respectivamente, los cuales pueden ser indicadores de actividad relevante en el volcán, ya que como se mencionó anteriormente, meses después al análisis de éste manantial, se contabilizaron más de 100 exhalaciones.

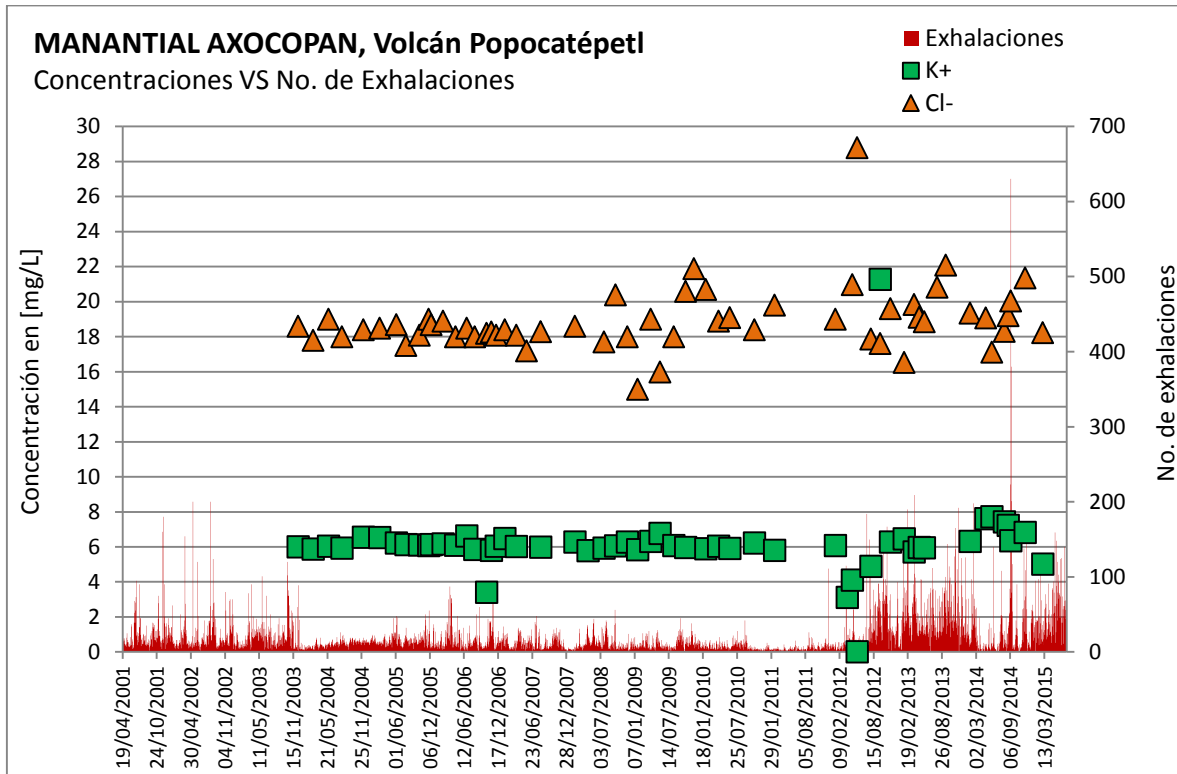


Figura 18. Comparación de valores de concentración de K^+ y Cl^- medidos en el manantial Axocopan contra el número de exhalaciones emitidas por el volcán Popocatepetl del 2001 al 2015.

Concentraciones iónicas comparadas contra los minutos de tremor armónico

Otra señal sísmica característica en volcanes activos es el tremor armónico, este tipo de evento son señales de alta actividad volcánica y en muchas ocasiones han sido considerados como la mejor señal precursora de una explosión o exhalación.

El manantial Axocopan es el que da los mejores resultados en los análisis de laboratorio, debido a la constancia de ocurrencia de la presencia de los iones y en el cual se ha detectado en un mayor número de ocasiones la presencia de Boro (figura 19). Se puede relacionar al Boro con los minutos de tremor armónico, ya que como se mencionó en capítulos anteriores, la detección de boro sugiere un nuevo aporte magmático y la ocurrencia de tremor se atribuye al ascenso de fluidos magmáticos.

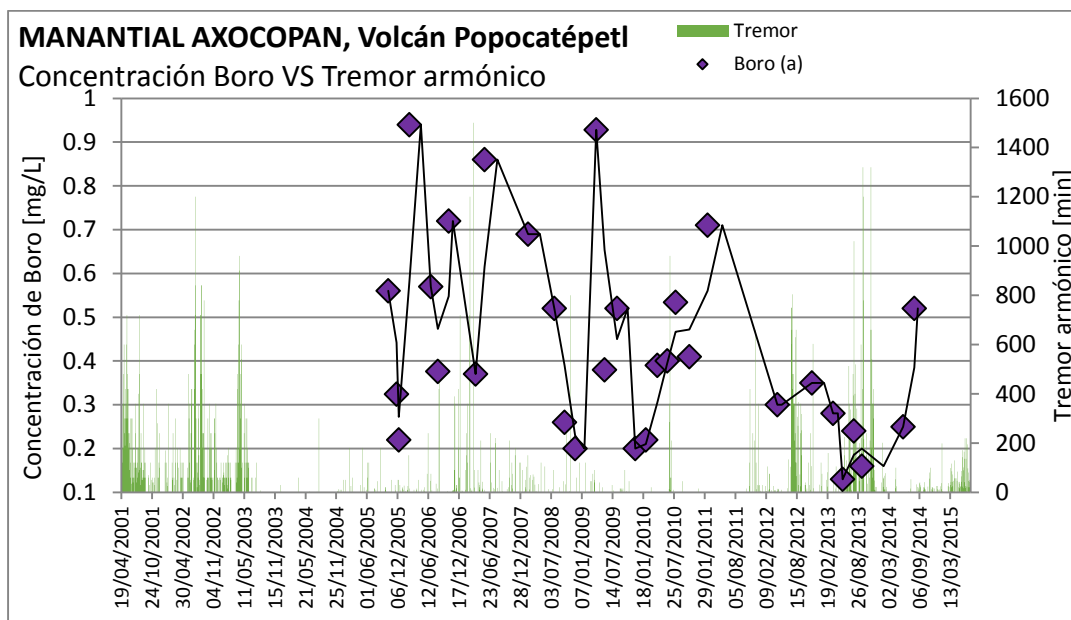


Figura 19. Detección de boro en el manantial Axocopan en comparación con los minutos de tremor armónico.

Muchos investigadores han concluido que los tremores y los eventos LP ocurren en intervalos de segundos (McNutt *et al.*, 2015). Estos dos eventos comparten características similares y para explicarlo se han propuesto modelos en donde se explica que provienen de una fuente en común, ya sea de una fisura o un conducto lleno de fluidos alterados por una perturbación en dicho fluido (Chouet, 1985, 1996a)

Al poder establecer una relación con las concentraciones iónicas y el número de exhalaciones, es de suponer que también haya una relación de dichos iones con

el tembor, que en este caso se trata de los minutos de tembor registrados en el volcán Popocatépetl.

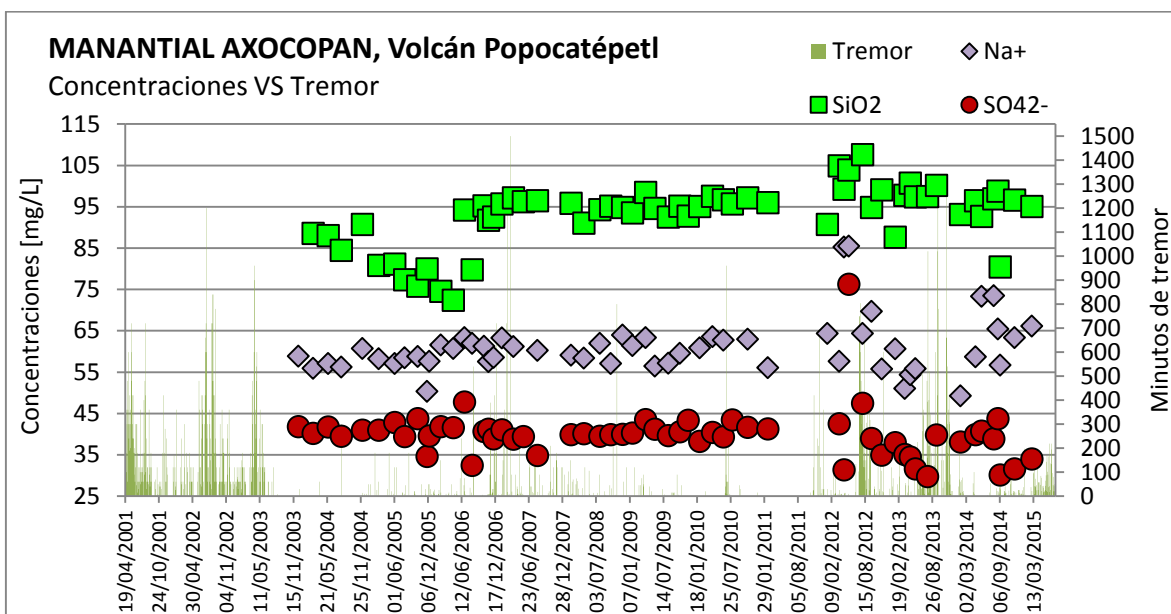


Figura 20. Concentraciones de Na⁺, SO₄²⁻ y SiO₂ medidas en el manantial Axocopan comparadas contra los minutos de tembor armónico.

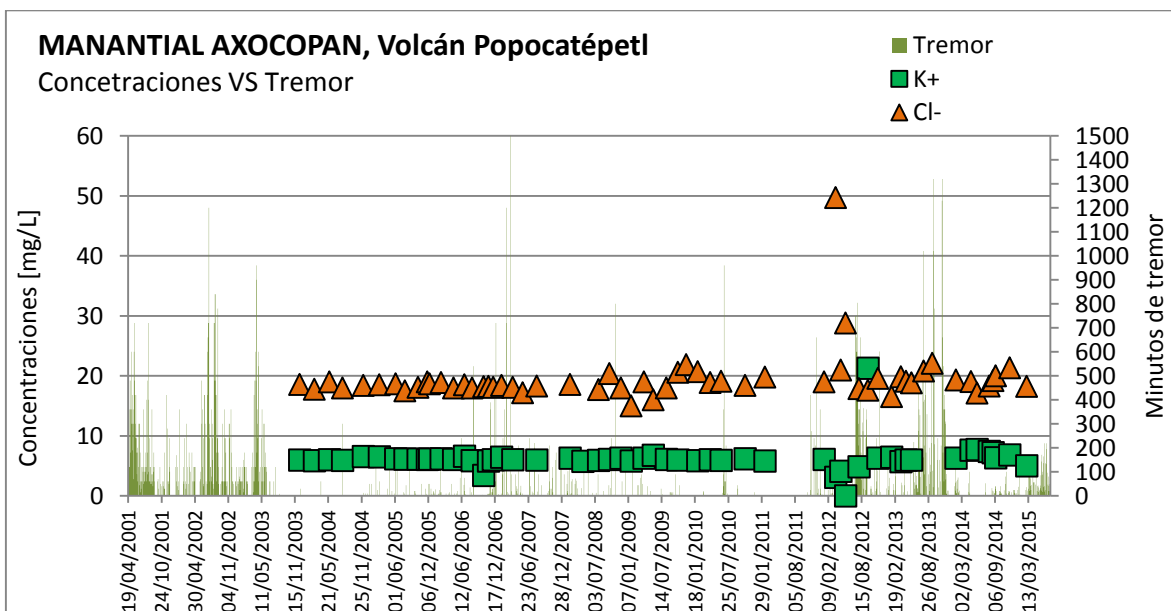


Figura 21. Concentraciones de K⁺ y Cl⁻ medidas en el manantial Axocopan comparadas contra los minutos de tembor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de sismos volcano-tectónicos por día

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, los eventos de tipo volcano-tectónicos se asocian con el fracturamiento de la roca que está siendo sometida a esfuerzos inducidos por el movimiento de magma, o por tensión en la roca por contracción causada por el enfriamiento en las cercanías de un cuerpo magmático.

Se puede suponer que los fluidos que intentan ascender por el edificio volcánico y por la red hidrotermal provocan esfuerzos en las rocas circundantes haciendo que se fracturen; entre estos fluidos se pueden encontrar los iones presentes en los manantiales y una clara relación con la ocurrencia de número de VTs por día contados en el Popocatepetl (Figura 22). Los iones de relevancia en este caso son Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} y SiO_2 .

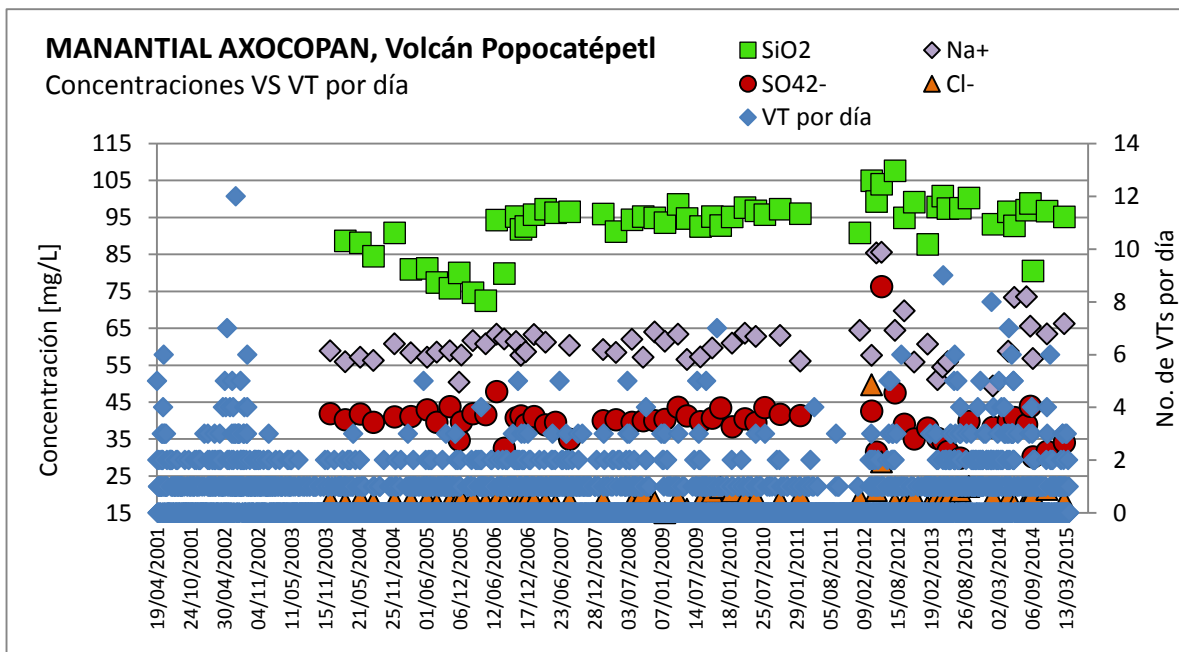


Figura 22. Concentraciones de Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} y SiO_2 medidas en el manantial Axocopan comparadas contra el número de VTs al día.

4.3. Pozo Chihuahuita

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del pozo Chihuahuita.

Tabla 6. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del pozo Chihuahuita.

Fecha	Datos de campo			LMA CENAPRED Datos de laboratorio [mg/L]								
	T [°C]	pH	Conductividad [μS/cm]	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ₂ ⁺	Ca ₂ ⁺	SO ₄ ²⁻
21/03/2012	20.3	7.43	267.00	0.93	0.06	71.55	2.49	0.15	40.28	5.13	2.69	5.35
18/04/2012	20.9	6.22		13.69	1.65	70.27	4.92	0.19	96.03	38.34	40.07	17.96
15/05/2012	19.4	6.49	226.00	13.03	1.60	75.31	4.82	0.71	119.20	37.30	8.26	24.68
30/07/2012	18.8	5.81	227.00	11.07	1.4	71.53	4.3	0.35		15.07	14.43	24.06
20/09/2012	18.6	6.54	215.00	11.27	2.55	59.94	3.97	0.40	96.45	15.72	12.93	17.30
15/11/2012	18.8	6.51	225.00	7.78	1.77	69.84	4.96	0.18	94.88	16.77	16.84	21.96
29/01/2013	17.9	6.30	237.00	10.45	2.48	66.35	4.3		106.38	15.79	15.30	21.14
25/03/2013	19.3	6.23	206.00	9.93	1.63	72.49	4.47		106.38	15.04	14.61	23.27
23/04/2013	19.5	6.24	290.00	10.34	3.13	68.14	4.22	0.17	110.40	15.92	13.86	18.63
22/05/2013	22.0	6.35	270.00	10.17	3.27	73.62	4.96	0.26	111.55	14.84	14.61	18.73
31/07/2013	19.6	6.51	280.00			64.99	4.71	0.18	104.36	14.20	15.65	17.95
18/09/2013	19.90	6.31	275.00			69.92	4.96	0.21	101.48	11.33	12.74	21.72
30/01/2014	18.1	6.65	233	10.85	3.27	66.17	4.46	0.18	112.10	12.10	16.14	21.73
24/04/2014	19.9	6.9	270.00	11.1	4.27	67.07	3.42	0.2	107.2	13.62	13.16	22.73
28/05/2014	20.5	6.875	245.00	17.95	4.5	66.68	2.98	0.2	110.26	14.23	17.2	23.46
04/08/2014	20.5	6.74	205	16.36	4.26	69.88	5.06	0.19	111.14	15.09	23.68	22.69
26/08/2014	21.5	6.259	200	14.36	4.18	70.38	5.38	0.23	110.55	14.48	17.41	28.53
09/09/2014	20.5	7.1	90	11.85	3.74	70.08	5.42	0.24	112.53	16.97	15.36	19.47
27/11/2014	19.9	7.17	275	16.36	4.44	66.84	7.3	0.27	110.78	15.31	20.84	23.53
04/03/2015	20	6.65	250	13.27	3.3	68.76	4.86	0.21	116.57	18.03	13.6	26.39

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones

Se sabe que la concentración de Na⁺ aumenta con la actividad eruptiva (Martín-Del Pozzo *et al.*, 2002). Cuando hay mayor concentración de Na⁺, aproximadamente un mes después hay un mayor número de exhalaciones, lo que hace que suponer que este catión está relacionado a la ocurrencia de exhalaciones en el volcán (Figura 23). Y esto también se puede presenciar en los otros siete manantiales muestreados.

Las elevadas concentraciones de K^+ aumentan conforme hay más presencia de exhalaciones (Figura 23).

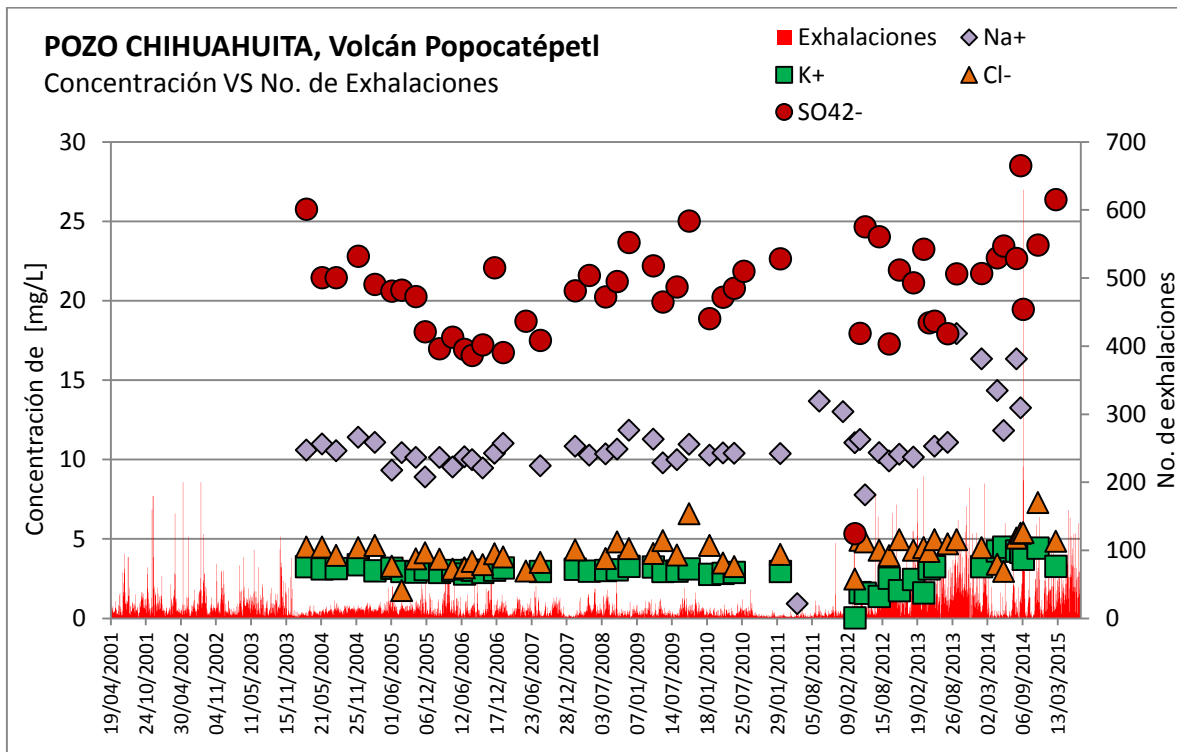


Figura 23. Concentraciones de Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ y K⁺ medidas en el pozo Chihuahuita comparadas el número de exhalaciones.

El Cl⁻ y el SO₄²⁻ tienen ligeras variaciones que preceden o coinciden con episodios o incrementos de la actividad volcánica (Armienta *et al.*, 2008); cuando se presentó el mayor número de exhalaciones medidas en el periodo de 2001 a 2015 fue de 630 exhalaciones y se puede observar que tanto de uno a tres meses aproximadamente antes y después de este número de exhalaciones, la concentración de estos dos cationes fue elevada (Figura 23).

Cabe mencionar que el incremento de SO₄²⁻ y Cl⁻ es el resultado de la desgasificación de los componentes de un magma ácido mezclado con el sistema de agua subterránea (Martin-Del Pozzo *et al.*, 2002).

Los picos de Cl⁻ y SO₄²⁻, están relacionados con el incremento de la temperatura y el decremento de pH, lo cual indica una interacción entre el agua subterránea y los

gases magmáticos. El SO_4^{2-} puede surgir de la lixiviación, sublimación, evaporación u oxidación del SO_2 (Martin-Del Pozzo *et al.*, 2002).

En el caso de SiO_2 , las concentraciones aumentan con la actividad eruptiva (Figura 24). Este aumento va seguido de pequeños picos negativos en todos los manantiales antes o durante las erupciones. Después de las erupciones, las concentraciones de SiO_2 regresan a sus niveles, excepto en algunos casos donde un pico sigue positivo. Esto puede estar probablemente relacionado a grandes volúmenes de magma. También puede ser por la erosión de las rocas silíceas (Martin-Del Pozzo, 2002).

Todos los manantiales presentan valores elevados de sílice, a pesar de eso se puede establecer una relación de este elemento, ya que cuando su concentración presente en los manantiales se eleva aún más, incrementa el número de exhalaciones.

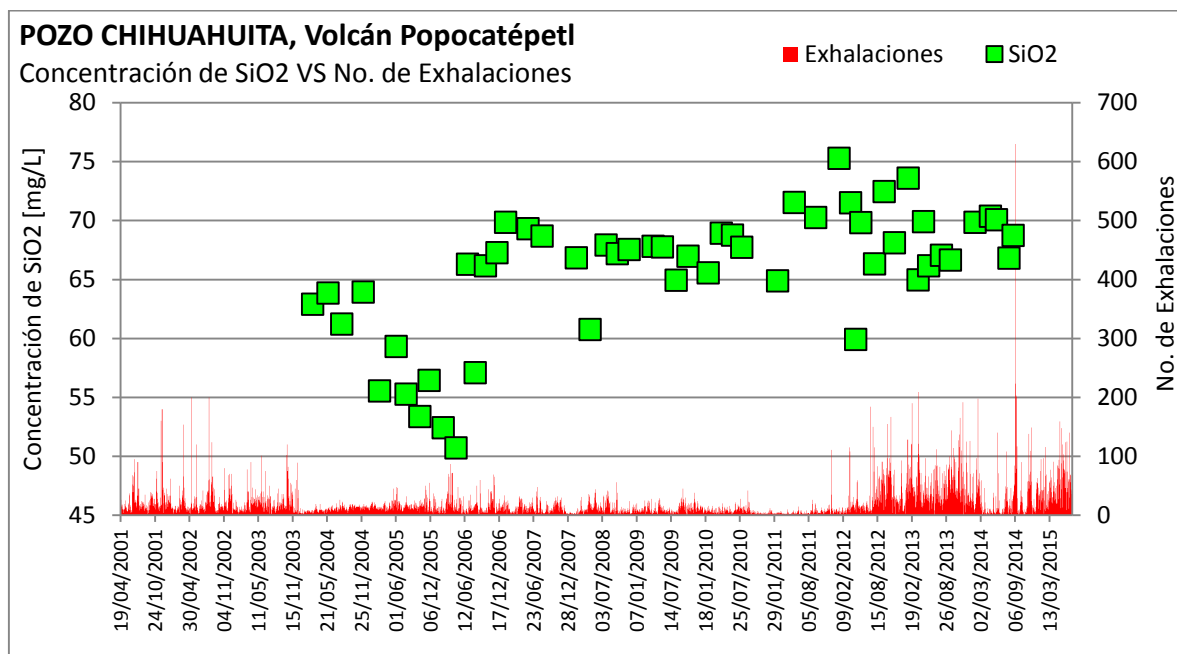


Figura 24. Comparación de valores de concentración de SiO_2 medidos en el pozo Chihuahuita contra el número de exhalaciones emitidas por el volcán Popocatepetl del 2001 al 2015.

Concentraciones iónicas comparadas contra los minutos de tremor armónico.

En este pozo, el comportamiento de las gráficas de Na⁺ y K⁺ es relativamente similar, a pesar de eso, hay variaciones en la concentración de estos dos cationes que se pueden relacionar con el registro que se tiene de tremor armónico.

Se puede observar que cuando hay una disminución en la concentración de los iones Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, y SiO₂ el registro de minutos de tremor es menor y en algunas ocasiones es casi nulo (Figuras 25 y 26).

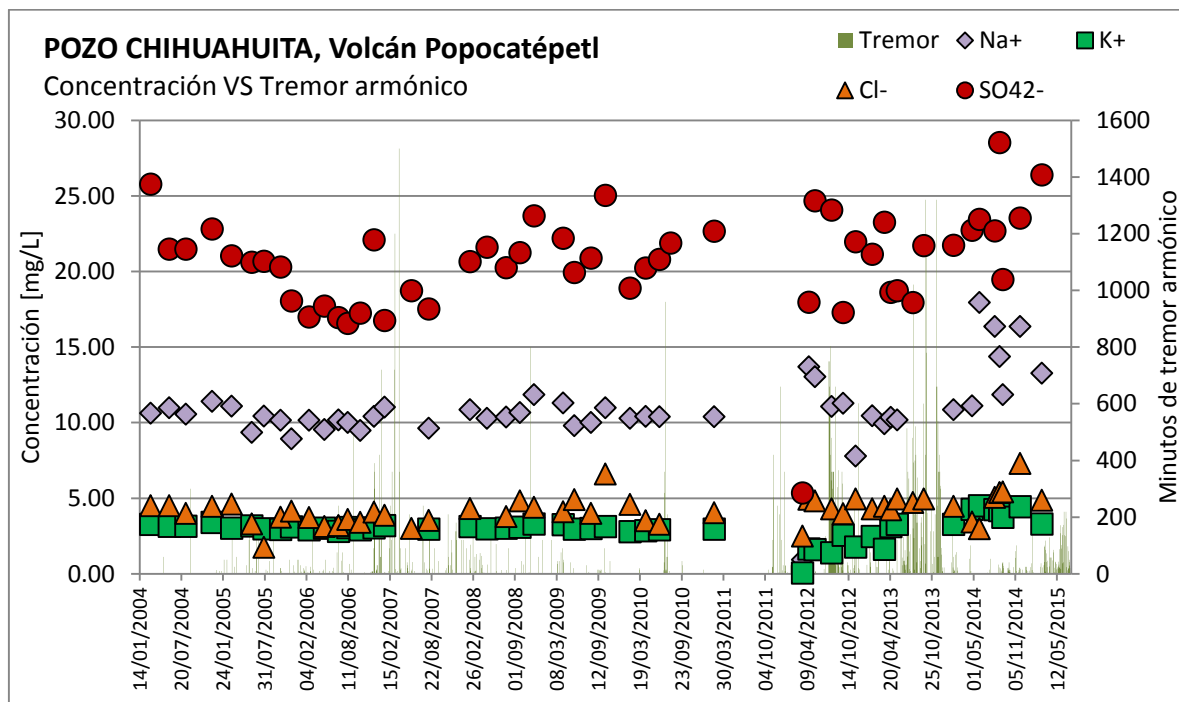


Figura 25. Concentraciones de Na⁺, K⁺, Cl⁻ y SO₄²⁻ medidas en el pozo Chihuahuita comparadas contra los minutos de tremor armónico.

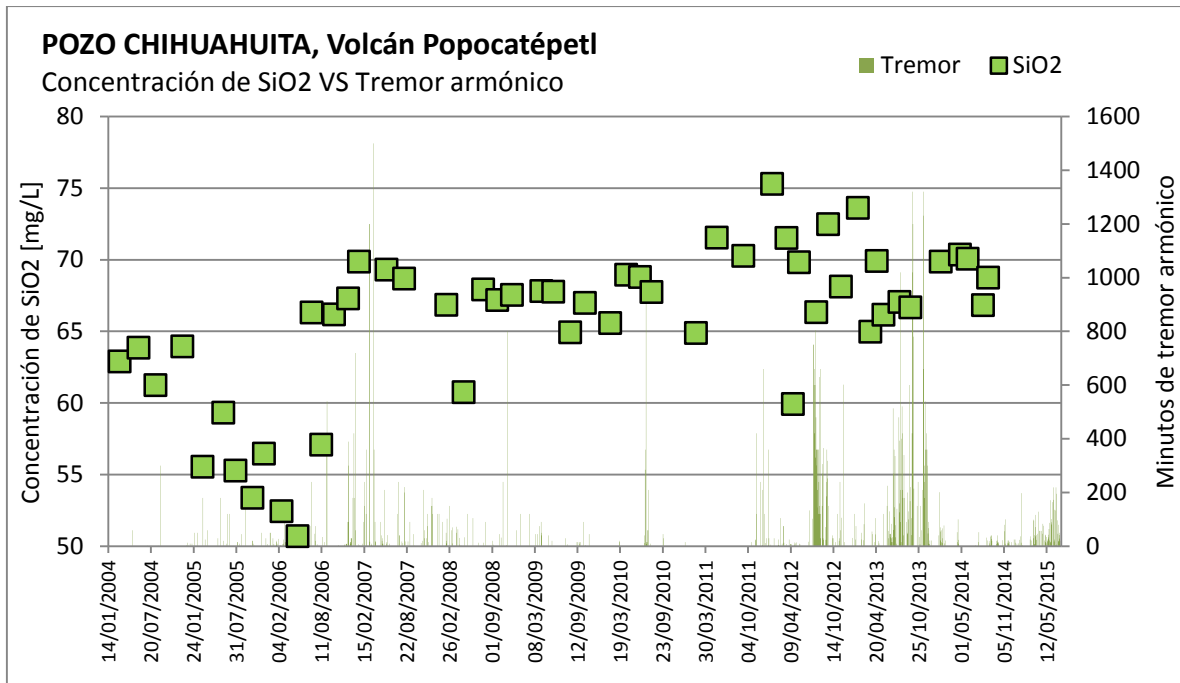


Figura 26. Concentraciones de SiO₂ medidas en el pozo Chihuahuita comparadas contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, los VTs están asociados al fracturamiento de las rocas en el subsuelo provocado por el paso de fluidos.

Analizando el comportamiento de las gráficas en este pozo (Figura 27 y 28), podemos observar que cuando hay valores bajos de concentración de Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, y SiO₂ se presentaron pocos eventos VT y en algunos casos estos estuvieron ausentes.

Un dato a resaltar es del Cl⁻, el análisis de laboratorio indica que el pozo Chihuahuita tenía una concentración de 4.96 [mg/L] el 23 de marzo de 2013, uno de los valores más elevados, y cuatro días después se registraron 9 eventos VTs.

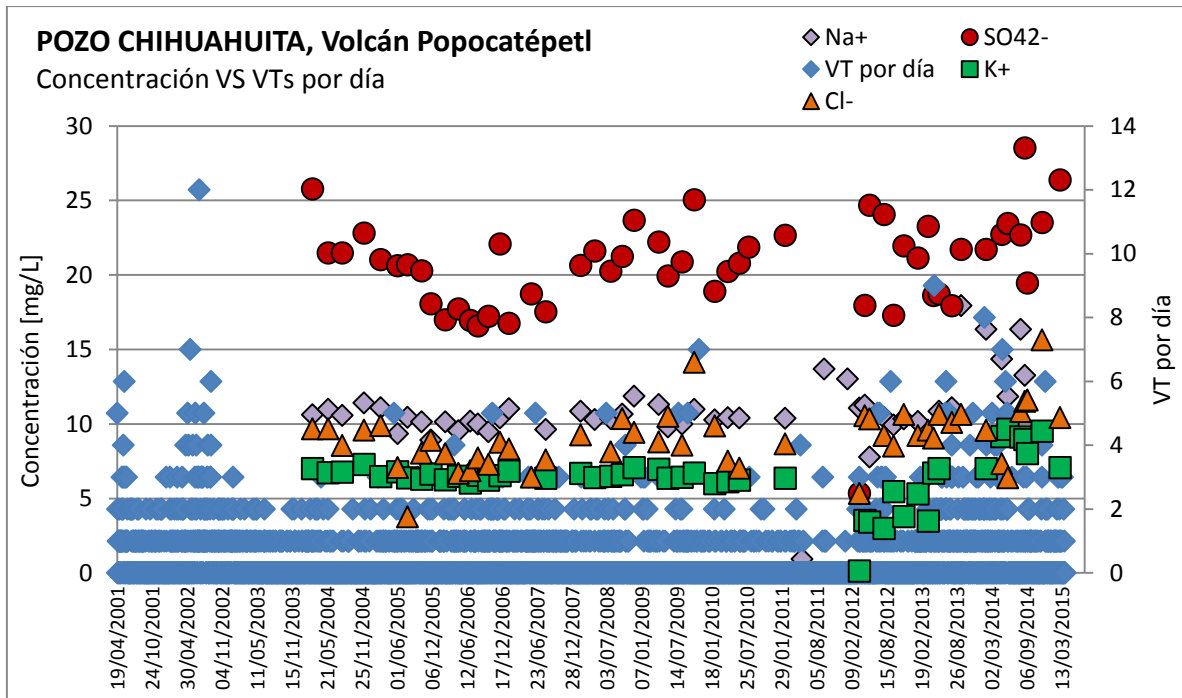


Figura 27. Concentraciones de Na⁺, K⁺, Cl⁻ y SO₄²⁻ medidas en el pozo Chihuahuita comparadas contra el número de VT al día.

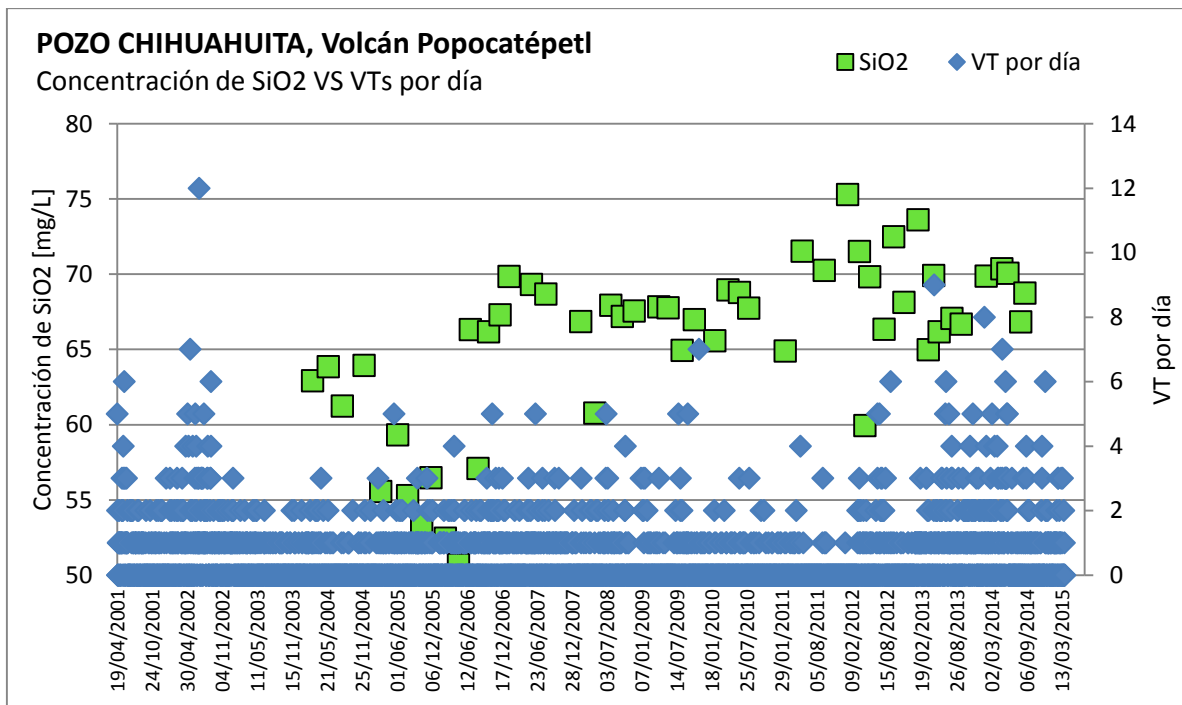


Figura 28. Concentración de SiO₂ medidas en el pozo Chihuahuita comparadas contra el número de VT al día.

4.4. Manantial El Bosque

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial El Bosque hasta el año 2014, cuando dejó de ser muestreado.

Tabla 7. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial El Bosque.

Fecha	Datos de campo			LMA CENAPRED								
	T [°C]	pH	Conductividad [μS/cm]	Datos de laboratorio [mg/L]								
				Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
21/03/2012	18.1	6.65	233.00	15.20	1.55	83.92	7.82	0.54	171.53	45.19	39.86	6.65
18/04/2012												
15/05/2012	19.4	6.49	226.00	14.98	1.32	85.70	5.57	0.78	177.10	42.68	38.17	17.60
30/07/2012	17.8	5.55	202.00	14.98	2.17	89.41	3.48	0.13		18.47	9.62	5.47
20/09/2012	17.5	6.15	195.00	14.03	2.31	77.83	2.23	0.64	149.60	16.95	11.21	10.84
15/11/2012												
29/01/2013	17.7	5.76	302.00	12.57	2.29	75.97	2.32		128.80	16.05	10.62	0.95
25/03/2013	18.7	5.25	202.00	11.12	1.78	81.74	2.48		120.75	15.92	9.85	3.41
23/04/2013	18.1	5.45	203.00	12.63	3.13	84.02	1.99	0.31	133.40	15.17	11.79	2.86
22/05/2013	18.2	5.50	252.00	11.27	2.88	86.67	2.23	0.26	118.65	15.47	12.11	6.78
31/07/2013	18.3	6.42	256.00			82.41	2.48	0.30	117.60	15.72	10.04	5.42
18/09/2013	17.70	6.52	255.00			80.53	2.48	0.32	122.59	12.75	13.80	3.03
30/01/2014	19.5	6.81	251.00	12.36	3.12	77.34	2.35	0.28	134.52	14.16	8.92	7.47

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones

A pesar de que este manantial ha dejado de ser muestreado, hay suficiente información con la que se pueden establecer relaciones con los parámetros sísmicos.

Con las exhalaciones se puede observar que en el caso del Na⁺, cuando hay aumentos en los niveles de concentración, hay un mayor número de exhalaciones (Figura 29). El K⁺ tiene concentraciones que se mantienen relativamente constantes, sin embargo, tienden a fluctuar de manera significativa cuando se

presenta un mayor número de exhalaciones; los SO_4^{2-} y el Cl^- tienen un comportamiento similar al del K^+ (Figura 30).

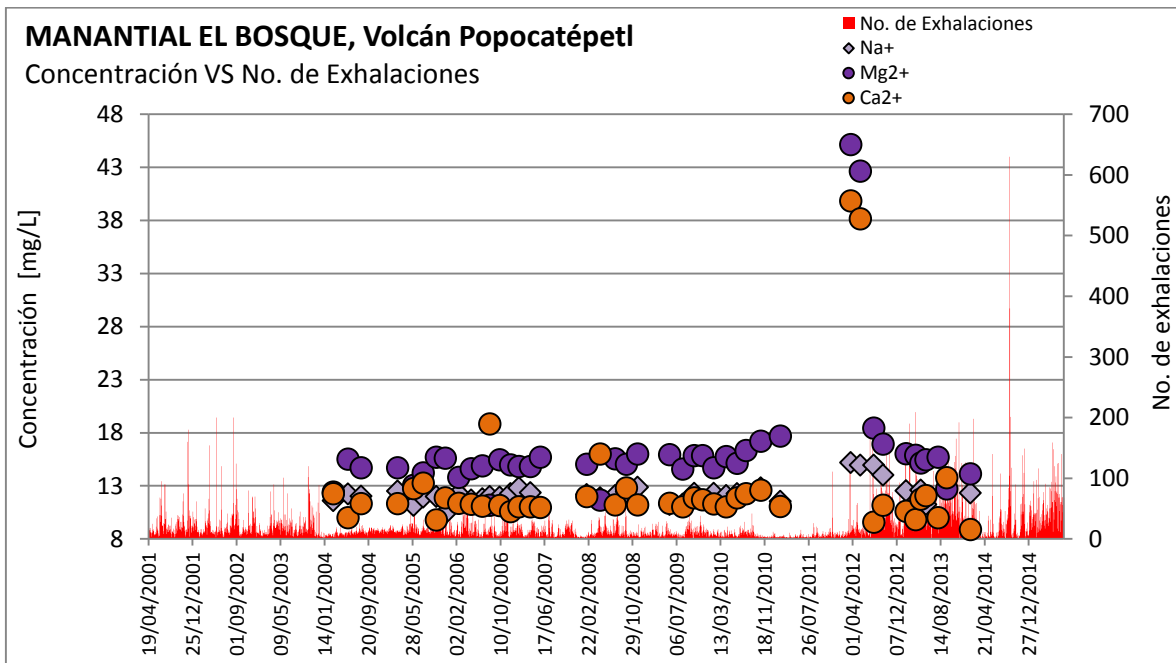


Figura 29. Concentraciones de Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} medidas en el manantial El Bosque comparadas contra el número de exhalaciones.

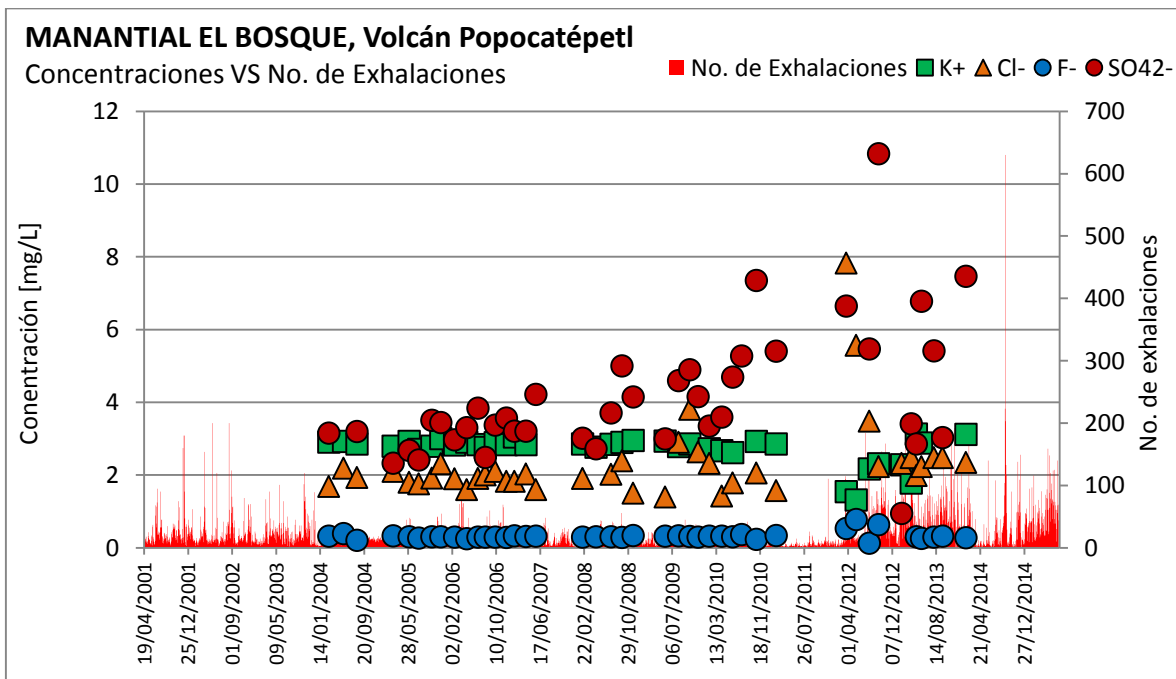


Figura 30. Concentraciones de K^+ , C^- , F^- , SO_4^{2-} medidas en el manantial El Bosque comparadas contra el número de exhalaciones.

Se descarta la existencia de una relación de Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- y HCO_3^- con las exhalaciones, ya que los valores de concentración de estos iones permanecen constantes. Cuando hay variaciones en sus valores, no muestra un claro patrón como con los otros iones ante un conteo elevado de exhalaciones.

Concentraciones iónicas comparadas contra minutos de tremor armónico.

En este manantial el Na^+ y el SiO_2 (Figuras 31 y 32) parecen ser los únicos que muestran una clara relación con los minutos de tremor armónico; hay picos en los valores de ambas concentraciones que podrían ser atribuibles al ascenso y/o movimiento de fluidos magmáticos en el subsuelo.

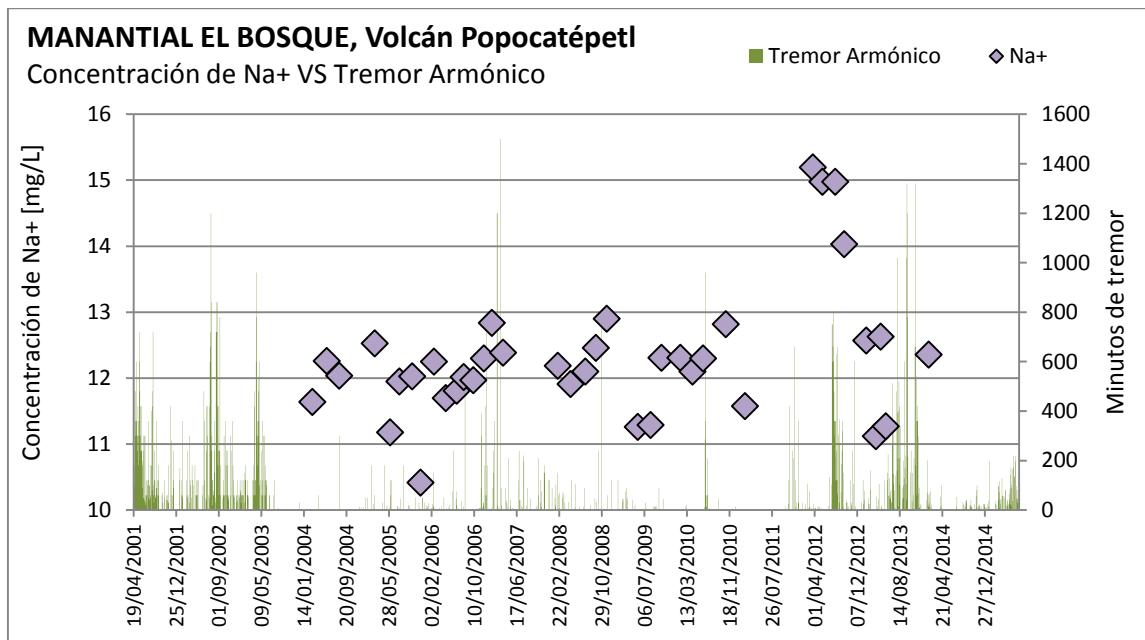


Figura 31. Comparación de los valores de concentración de Na^+ en el manantial El Bosque contra los minutos de tremor armónico.

Se puede establecer una relación con los minutos de tremor, ya que los valores de concentración de Na^+ y SiO_2 fluctúan conforme se presenta este evento sísmico; por ejemplo, en la campaña de enero del 2007 se midió una concentración de 12.84 [mg/L] y 78.96 [mg/L] respectivamente, los cuales son valores relativamente

superiores a los medidos en otras campañas, posterior a esto, el día 20 de febrero se contabilizaron 1,500 min de tremor (Figura 32).

Otro caso similar se presentó en el año 2012, en las campañas de marzo, mayo y julio se obtuvieron los valores de concentración más elevados en el periodo del 2001 al 2015 de Na^+ y SiO_2 ; en esos meses se contabilizaron valores de 750 y 630 min de tremor los días 3 y 31 de mayo del 2012; con esto se puede determinar que los fluidos se quedan en la red hidrotermal del volcán por un periodo aproximado de 5 meses.

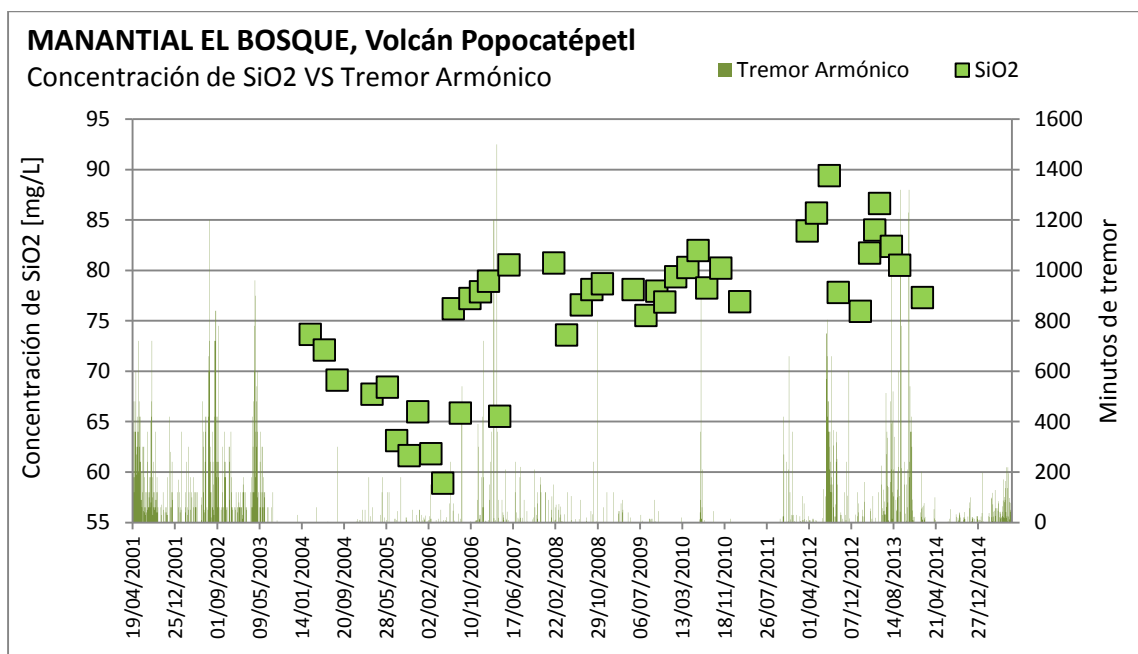


Figura 32. Comparación de los valores de concentración de SiO_2 en el manantial El Bosque contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

La comparación de los VTs contra las concentraciones iónicas medidas en el manantial El Bosque, únicamente se estableció una relación con el Na^+ y el SO_4^{2-} .

La concentración de sodio en el manantial El Bosque ha ido fluctuando con el paso de los años y esas variaciones pueden estar relacionadas con los VTs, ya

que cuando los valores de la concentración cambian hay un mayor número de VTs (Figura 33).

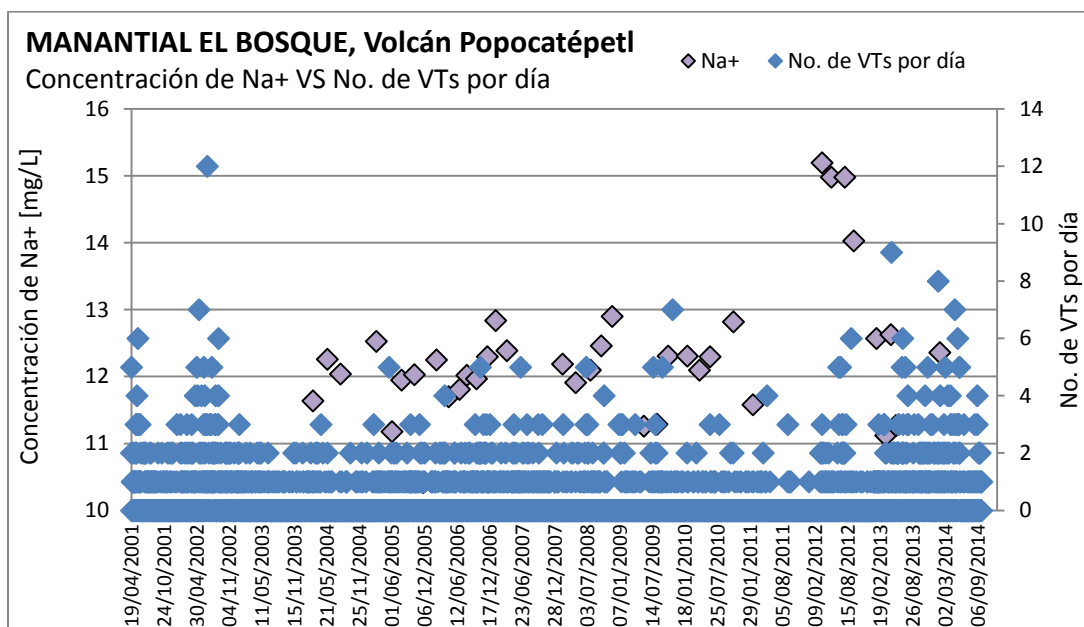


Figura 33. Comparación de los valores de concentración de Na⁺ en el manantial El Bosque contra el número de VTs al día.

Los sulfatos medidos en este manantial han mantenido valores relativamente constantes, pero en la figura 34 se observa que, con el paso de los años, el valor de la concentración ha tenido una tendencia progresiva.

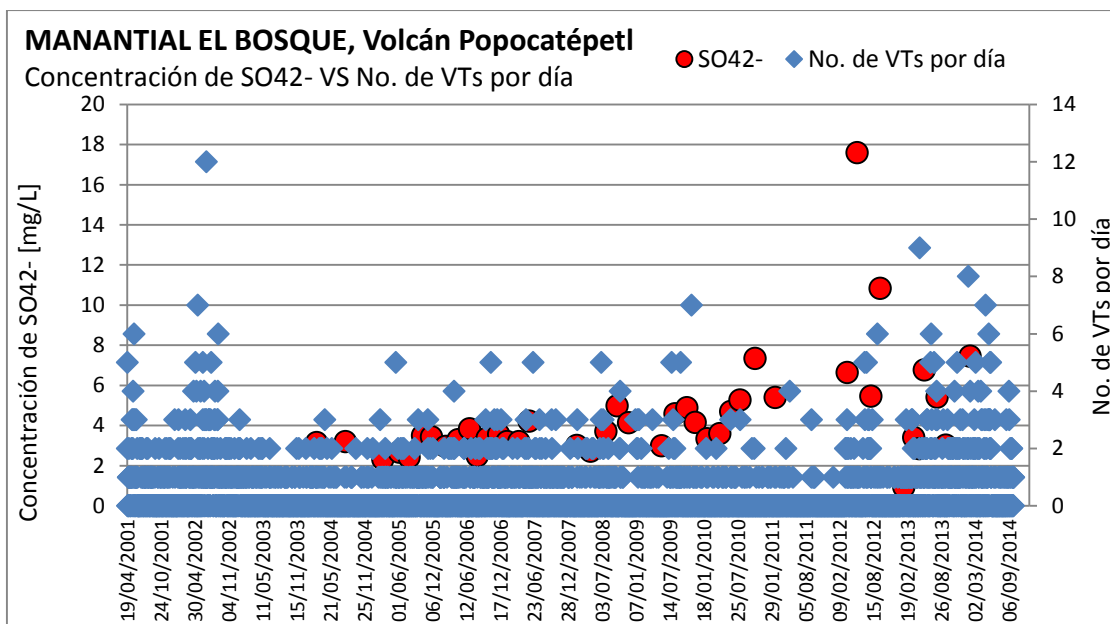


Figura 34. Comparación de los valores de concentración de SO_4^{2-} en el manantial El Bosque contra el número de VTs al día.

4.5. Manantial Huexocoapan

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial Huexocoapan.

Tabla 8. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial Huexocoapan.

Fecha	Datos de campo			LMA CENAPRED								
	T [°C]	pH	Conductividad [μS/cm]	Datos de laboratorio [mg/L]								
				Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
22/03/2012	15.5	7.43	209.00	23.99	1.26	78.37	2.60	0.91	101.25	30.59	42.36	13.95
18/04/2012	16.3	6.02		13.93	0.27	83.62	4.05	0.25	93.26	18.95	25.36	12.55
15/05/2012	16.2	5.92		6.14	0.03	81.43	6.03	1.03	182.10	9.55	13.04	31.09
30/07/2012	16.3	5.70	155.00	17.09	0.51	82.18	3.10	0.19		5.59	12.02	11.02
20/09/2012	16.9	6.62	154.00	18.97	0.20	71.86	2.72	0.78	124.92	11.17	9.22	15.63
29/01/2013	17.7 0	6.40	441.00	19.40	0.71	72.82	1.82		107.53	11.79	9.24	11.35
25/03/2013	17.5 0	6.21	180.00	14.49	0.32	88.25	1.86		104.22	10.65	12.61	14.39
23/04/2013	17.5	6.14	209.00	18.65	1.27	82.79	2.98	0.65	113.85	11.54	10.34	11.52

	0											
22/05/2013	19.3 0	6.03	220.00	19.91	2.57	84.29	3.72	0.78	117.30	12.18	10.52	15.19
30/07/2013	18.1 0	6.61	205.00			79.07	1.24	0.52	108.96	12.05	7.42	12.04
18/09/2013	15.8 0	6.52	200.00			69.23	1.49	0.68	116.60	15.71	7.22	18.67
29/01/2014	16	6.34	210.00	19.68	1.42	76.04	1.24	0.59	119.57	11.84	6.79	15.38
24/04/2014	15.8 0	7.10	195.00	17.19	1.94	79.29	1.47	0.61	116	13.5	6.88	16.15
28/05/2014	16.3 0	6.74	215.00	33.52	3.15	74.03	1.12	0.68	126.38	14.11	16.39	34.41
04/08/2014	18.6	7.41	200.00	21.69	1.47	76.19	2.17	0.71	111.14	11.9	8.70	16.09
26/08/2014	19.5	6.43	205.00	22.52	1.23	86.06	1.47	0.73	122.18	11.78	9.31	19.02
09/09/2014	18	6.5	210.00	17.08	1.83	47.3	1.41	1.41	110.74	11.35	8.63	10.26
27/11/2014	15.8	7.38	200.00	26.93	1.88	79.03	1.30	0.60	122.65	11.42	14.83	15.86
04/03/2015	15.5	7.04	195.00	13.51	1.74	76.69	1.22	0.65	121.28	13.01	10.41	16.00

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones

El Na⁺, K⁺, F⁻ y el SiO₂ varían de manera relativamente constante, en especial los primeros tres, y comienza a haber una variación significativa en la concentración cuando comienza a aumentar el número de exhalaciones (Figuras 35, 36 y 37).

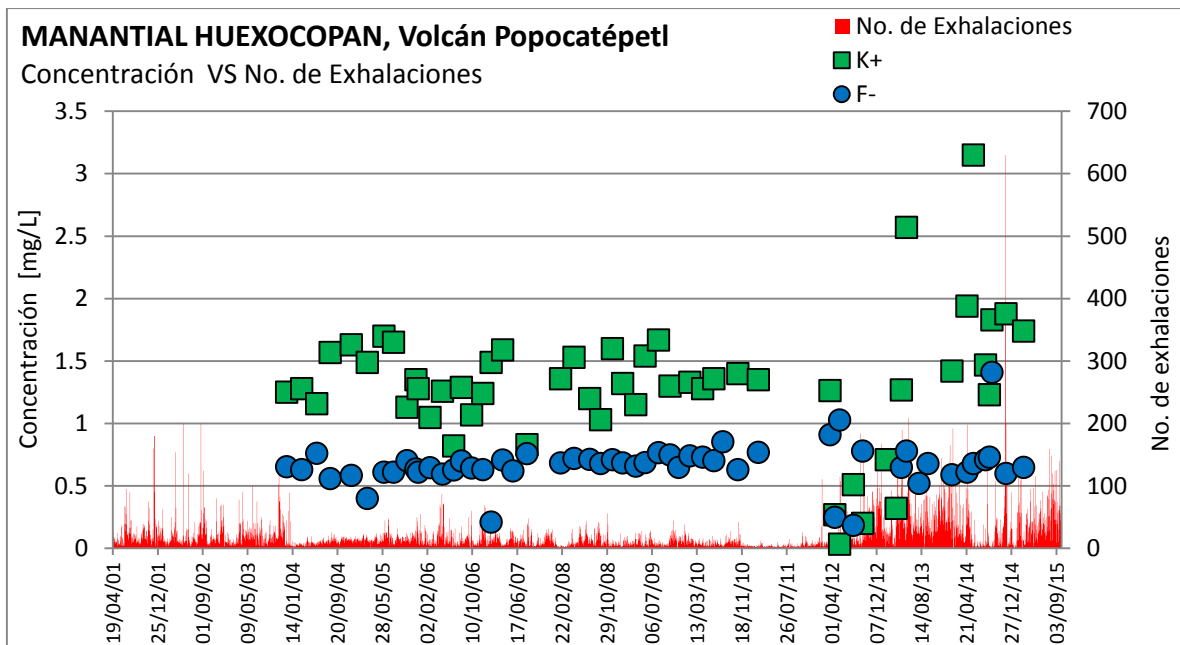


Figura 35. Concentración de K⁺ y F⁻ en el manantial Huexocoapan contra el número de exhalaciones.

En el caso particular del Na^+ , F^- y el SiO_2 se presentaron concentraciones elevadas (23.99 [mg/L], 0.91 [mg/L] y 83.62 [mg/L] respectivamente), cuando comenzaron a aumentar las exhalaciones en el volcán en el año 2012.

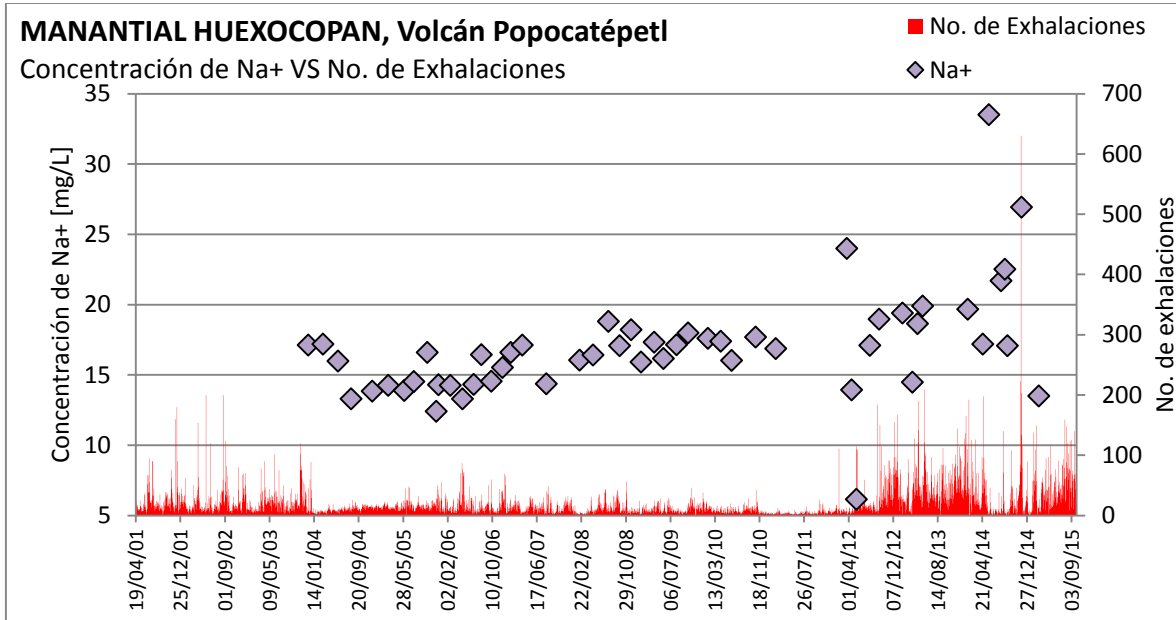


Figura 36. Concentración de Na^+ en el manantial Huexocoapan contra el número de exhalaciones.

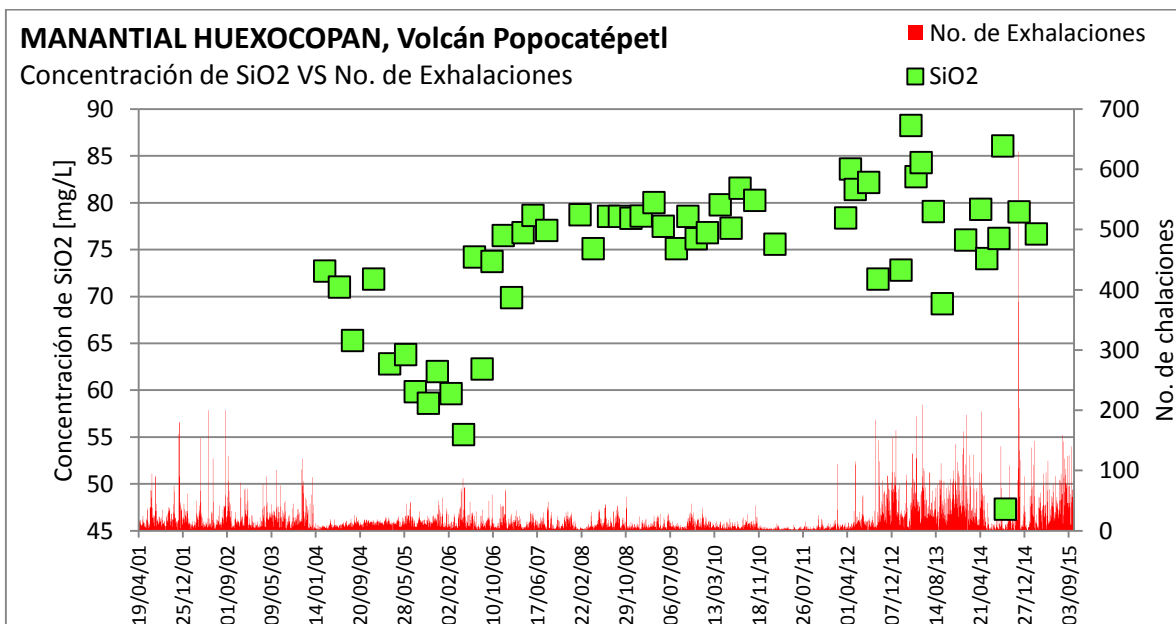


Figura 37. Concentración de SiO_2 en el manantial Huexocoapan contra el número de exhalaciones.

Por otro lado, las concentraciones del HCO_3^- han ido aumentando de manera progresiva a través del tiempo (Figura 38). Este manantial ha sido el único que ha mostrado de manera más clara el aumento de la concentración.

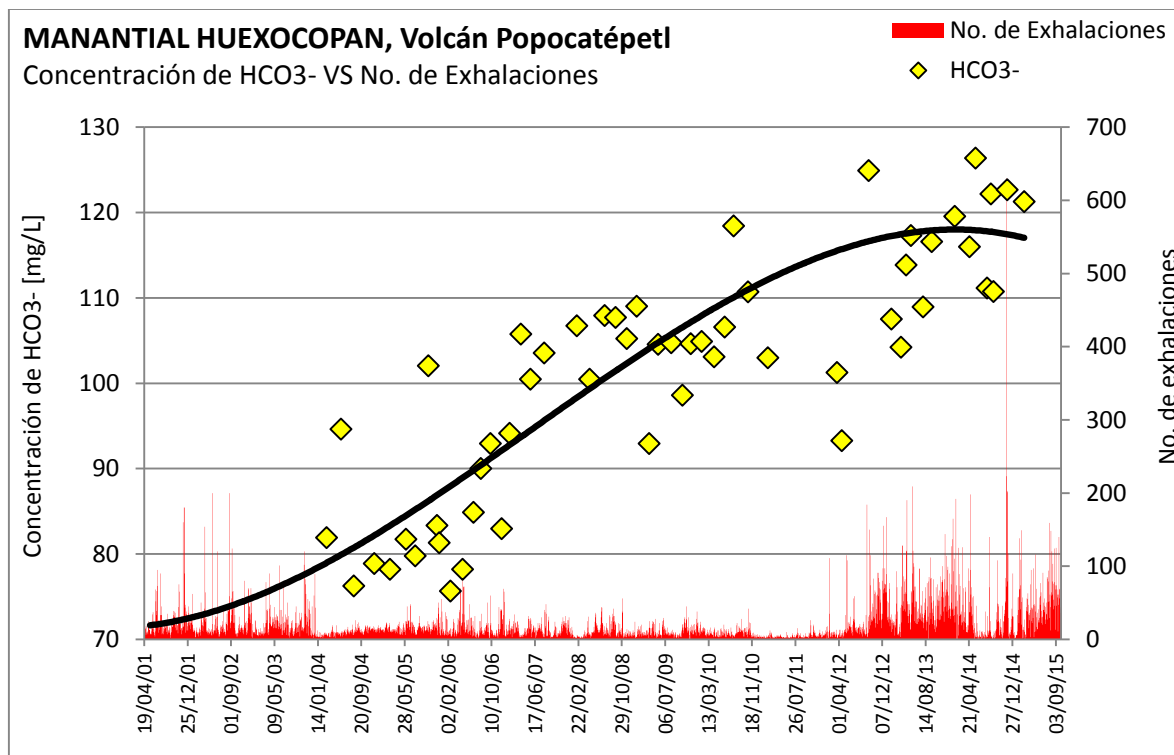


Figura 38. Concentración de HCO_3^- medida en el manantial Huexocopan.

Concentraciones iónicas comparadas contra minutos de tremor armónico.

En la figura 39 se pueden observar algunos picos en los valores de la concentración SO_4^{2-} que coinciden con conteos altos de minutos de tremor armónico y en la figura 40 se puede observar que a finales de 2006 el valor de SiO_2 comenzó a elevarse en donde aproximadamente dos meses antes comenzaron a registrarse minutos de tremor armónico que superaban los 500 min. De ahí se mantuvieron valores elevados de concentración, pero constantes, hasta que nuevamente se registra una cantidad importante de minutos de tremor y el comportamiento de la concentración vuelve a fluctuar.

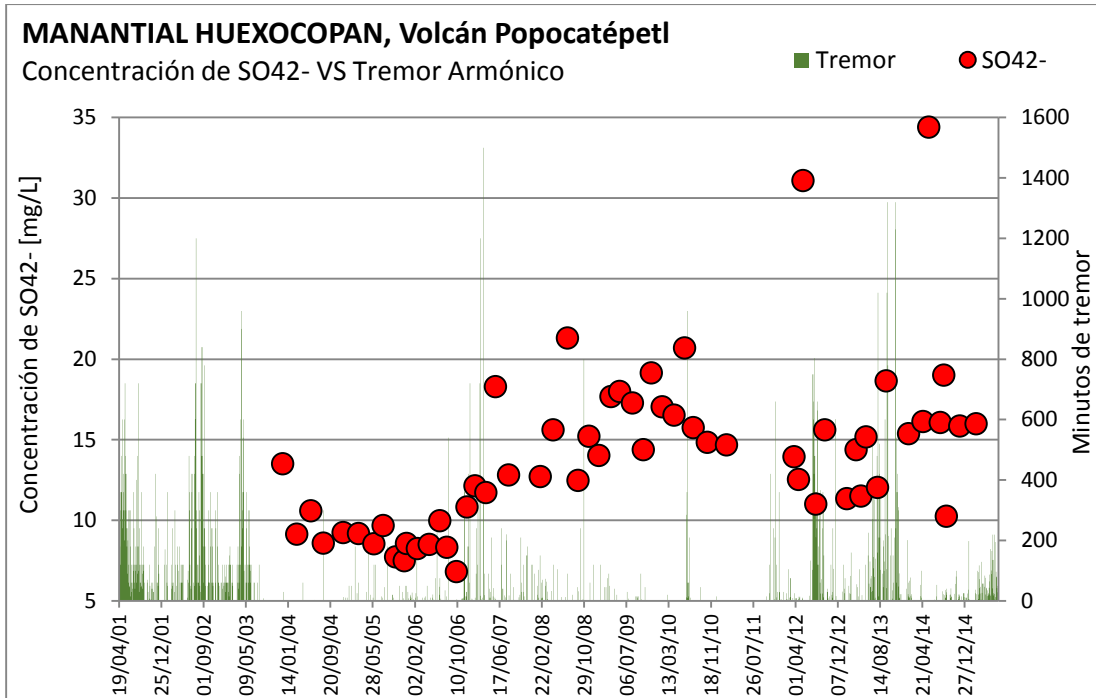


Figura 39. Concentración de SO₄²⁻ en el manantial Huexocoapan contra los minutos de tremor armónico.

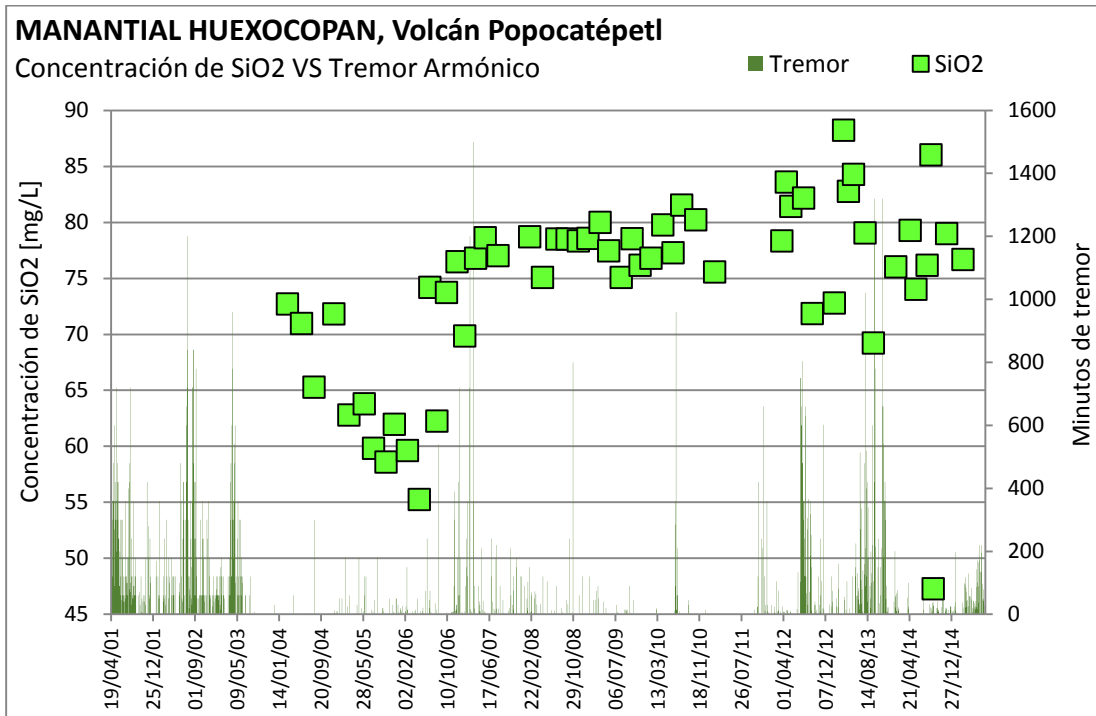


Figura 40. Concentración de SiO₂ en el manantial Huexocoapan contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

En la figura 41 se observa que cuando se registran más eventos VTs en el volcán las concentraciones de K^+ , F^- y Cl^- varían.

Aunque los valores de concentración del K^+ no permanecen constantes en relación a los VTs; hay ocasiones en las cuales sus mediciones son elevadas con respecto al promedio (1.31 [mg/L]); por ejemplo, el 22 de julio del 2009, se contabilizaron 5 VTs, y un mes después la concentración de K^+ fue de 1.67 [mg/L]; otro caso de relevancia fue el 27 de abril del 2013, donde ocurrieron 9 VTs y un mes después, el valor de K^+ aumentó hasta 2.57 [mg/L]; con esto se puede inferir que posterior a la presencia de un número importante de VTs, en los conductos del volcán, se concentran en mayor proporción los iones en estudio, por un período aproximado de un mes.

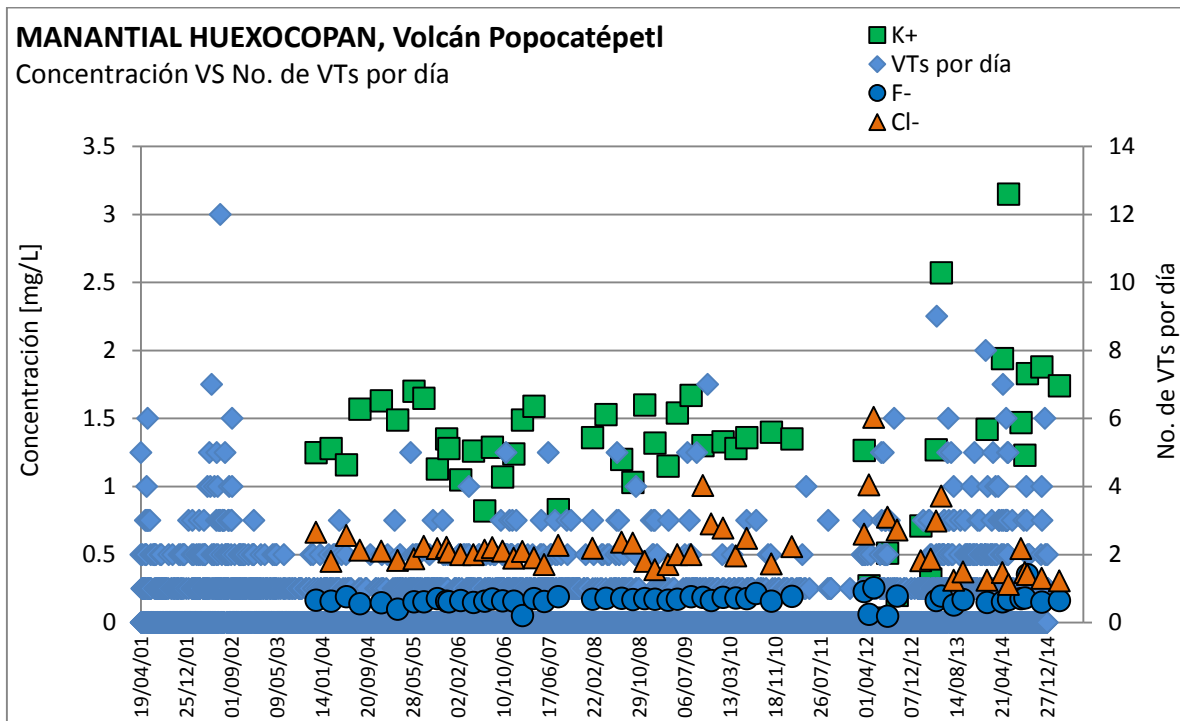


Figura 41. Concentración de K^+ , F^- y Cl^- en el manantial Huexocoapan contra el número de VTs al día.

4.6. Manantial Paleorío

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial Paleorío. Este manantial dejó de muestrearse en el año 2013 debido a que fue entubado.

Tabla 9. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial Paleorío.

Datos de campo				LMA CENAPRED Datos de laboratorio [mg/L]								
Fecha	T [°C]	pH	Conductividad [µS/cm]	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
22/03/2012	13.7	7.42	220.00	2.30	0.14	76.27	3.47	0.71	53.58	3.11	3.84	6.78
19/04/2012												
15/05/2012												
31/07/2012	13.9	6.07	179.00	27.44	2.77	78.14	4.88	0.24		10.45	5.21	13.85
21/09/2012	12.1	6.20	182.20	17.02	2.74	67.97	4.47	0.66	81.31	9.91	10.05	15.68
15/11/2012												
30/01/2013	13.2	6.60	233.00	25.07	4.06	66.86	4.80		97.18	10.65	7.65	11.59
26/03/2013	15.1	7.03	195.00	22.20	3.69	74.43	5.46		92.72	8.52	9.65	13.37
24/04/2013	14.5	6.76	250.00	23.69	4.39	79.97	5.96	0.80	103.50	9.53	9.51	12.16
30/07/2013	14.80	7.23	195.00			66.53	5.21	0.65	100.91	8.87	8.52	13.95
17/09/2013	13.70	7.10	187.00			74.12	3.23	0.77	96.80	4.25	10.41	14.57

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones.

En este manantial, sólo se puede establecer una relación con el F⁻, en donde se puede observar que tiende a descender su valor en la concentración cuando se registran un mayor número de exhalaciones (Figura 42), con esto podríamos suponer que este anión se está escapando por el cráter.

Los otros iones se discriminaron debido a que sus valores de concentración no presentaron algún comportamiento característico y/o relevante ante la previa ocurrencia de exhalaciones.

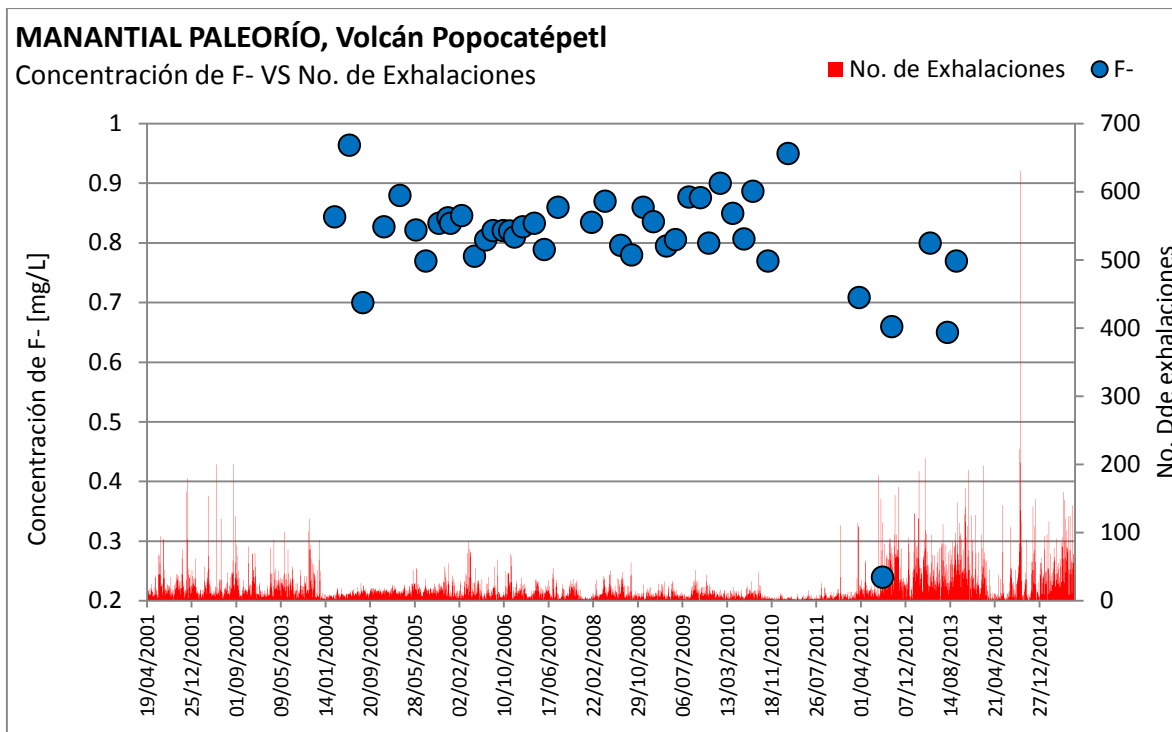


Figura 42. Concentración de F⁻ en el manantial Paleorío contra el número de exhalaciones.

Concentraciones iónicas comparadas contra minutos de tremor armónico.

La relación del tremor armónico y los valores de concentración, es directamente proporcional ya que en promedio cuando hay picos en la concentración, coinciden con el conteo de minutos de tremor armónico elevado, por ejemplo, se contaron 960 minutos de tremor el 11 de mayo de 2010 y un mes antes se elevó el valor de SiO₂ (71.92 [mg/L]) medido el día 14 de abril de 2010, el cual se mantuvo en valores elevados hasta el mes de agosto que fue cuando comenzó a descender (Figura 43).

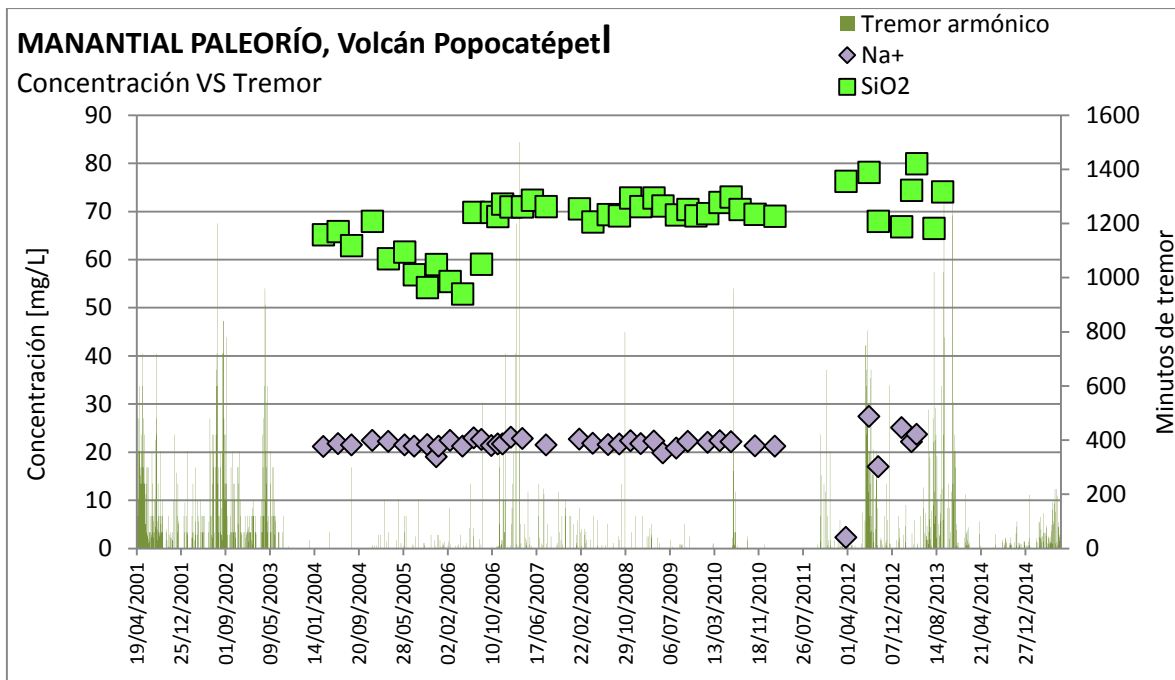


Figura 43. Concentración de Na⁺ y SiO₂ en el manantial Paleorío contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

El SiO₂ ha sido un parámetro que se ha repetido constantemente en este análisis y en la figura 44 nuevamente se observa que cuando comienza a fluctuar la concentración, el número de VTs también comienza a variar.

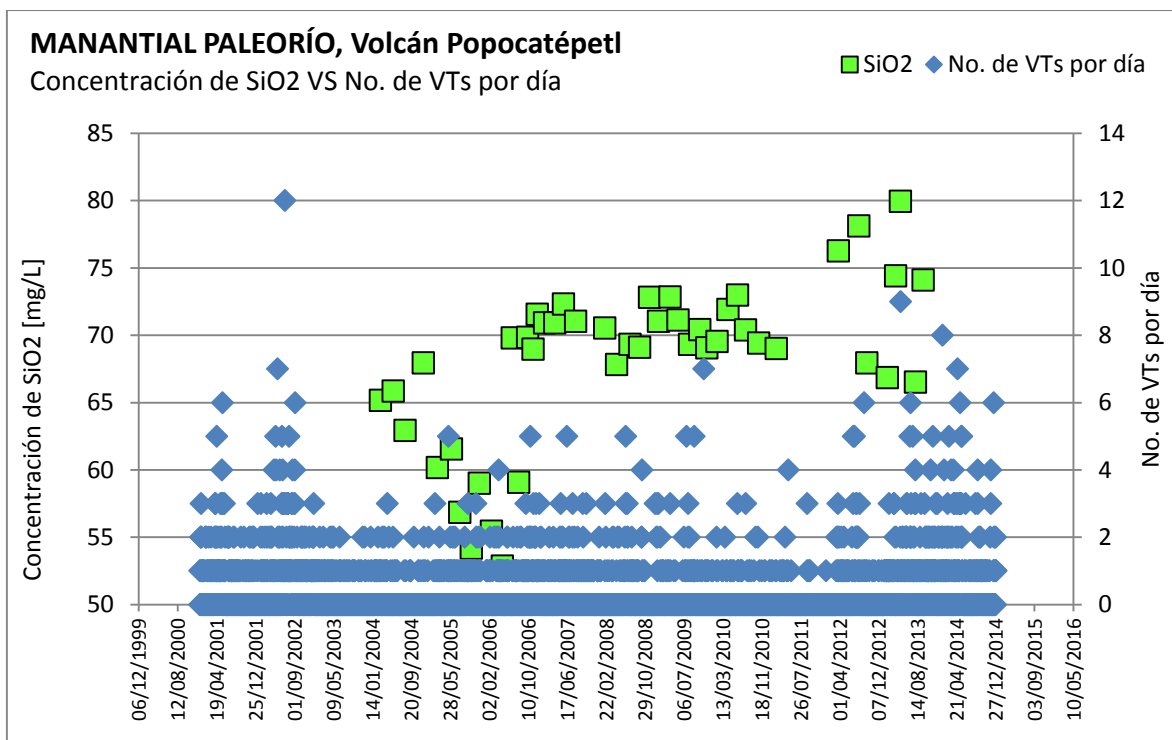


Figura 44. Valores de SiO₂ en el manantial Paleorío contra los VTs por día.

4.7. Manantial San Baltazar Atlimeyaya

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial San Baltazar Atlimeyaya.

Tabla 10. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial San Baltazar Atlimeyaya.

Datos de campo				LMA, CENAPRED								
				Datos de laboratorio								
Fecha	T [°C]	pH	Conductividad [µS/cm]	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
22/03/2012	12.6	5.84	193.20	23.26	1.72	68.24	3.58	0.80	97.18	16.14	14.34	6.47
18/04/2012	12.6	6.46		22.98	1.53	66.76	4.13	0.21	88.54	23.56	39.10	8.65
16/05/2012	13.0	5.87		22.13	1.56	70.81	4.54	0.96	122.30	22.74	38.46	19.34
31/07/2012	12.6	5.64	170.00	22.10	1.20	67.99	4.28	0.35		7.78	10.42	8.86
21/09/2012	12.5	6.57	162.50	19.53	1.81	57.82	2.61	0.52	112.60	7.40	10.10	12.90

15/11/2012	15.2	6.29	190.00	11.48	2.63	68.68	3.47	0.56	88.55	10.33	6.95	8.02
30/01/2013	13.2	5.63	183.00	18.65	1.98	58.97	2.98		94.30	8.53	10.48	6.63
26/03/2013	12.9	6.39	160.00	14.21	1.32	67.66	3.72		94.52	8.40	11.78	6.92
23/04/2013	16.1	6.10	190.00	18.83	2.67	77.68	3.23	0.53	104.07	9.91	9.31	5.58
22/05/2013	15.5	6.25	190.00	17.99	2.67	69.68	3.72	0.59	104.08	8.37	11.00	9.01
30/07/2013	15.90	6.21	183.00			63.07	2.98	0.46	96.60	7.86	9.36	7.79
17/09/2013	12.60	6.30	190.00			67.64	5.46	0.50	92.40	5.21	14.76	7.12
29/01/2014	19.6	6.41	198	16.49	2.76	61.12	2.97	0.49	97.94	5.92	10.62	8.50
24/04/2014	12.6	6.3	179	16.18	3.62	62.05	3.91	0.51	95.2	6.87	10.93	8.26
28/05/2014	19.5	6.835	185	22.53	3.93	61.73	2.11	0.52	99.4	7.49	11.54	9.04
04/08/2014	23.7	6.6	180	22.22	3.68	65.73	2.89	0.5	99.72	8.1	12.14	8.89
26/08/2014	24	6.69	175	18.27	3.51	65.95	2.94	0.56	99.44	7.49	11.94	10.03
09/09/2014	23	6.9	180	16.3	3.21	67.78	3.06	0.53	102.36	8.04	12.84	6.5
27/11/2014	12.6	7.27	190	18.29	3.66	66.32	2.87	0.54	103.72	7.65	10.22	7.36
04/03/2015	12	7.15	195	19.74	2.71	65.09	2.92	0.54	98.03	7.86	9.56	7.74

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones.

Haciendo un análisis a las gráficas de la figura 45 se observa que tanto el Na^+ y Cl^- muestran valores altos de concentración cuando aumenta el número de exhalaciones mientras que el K^+ primero disminuye su concentración y va aumentando paulatinamente y se comporta de manera inversa con respecto al Cl^- .

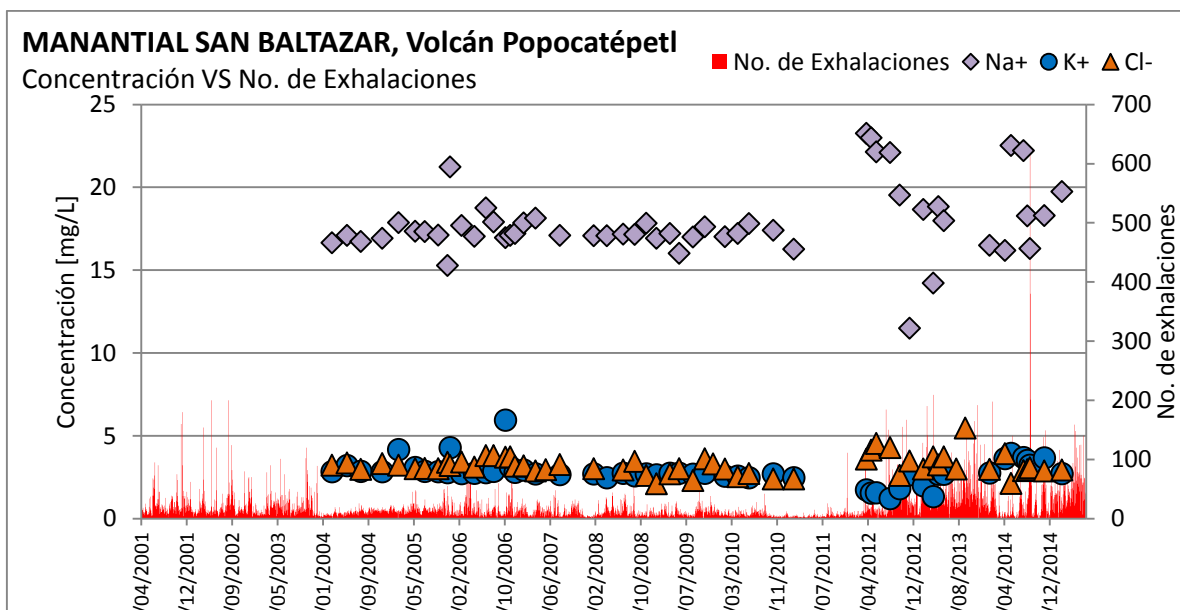


Figura 45. Concentración de Na^+ , K^+ y Cl^- obtenidas del manantial San Baltazar en comparación al número de exhalaciones.

Concentraciones iónicas comparadas contra minutos de tremor armónico.

En la siguiente figura se analiza el valor de la concentración de Na^+ pudiéndose observar la coincidencia de algunos picos cuando el conteo registra minutos de tremor armónico superando los 500 min.

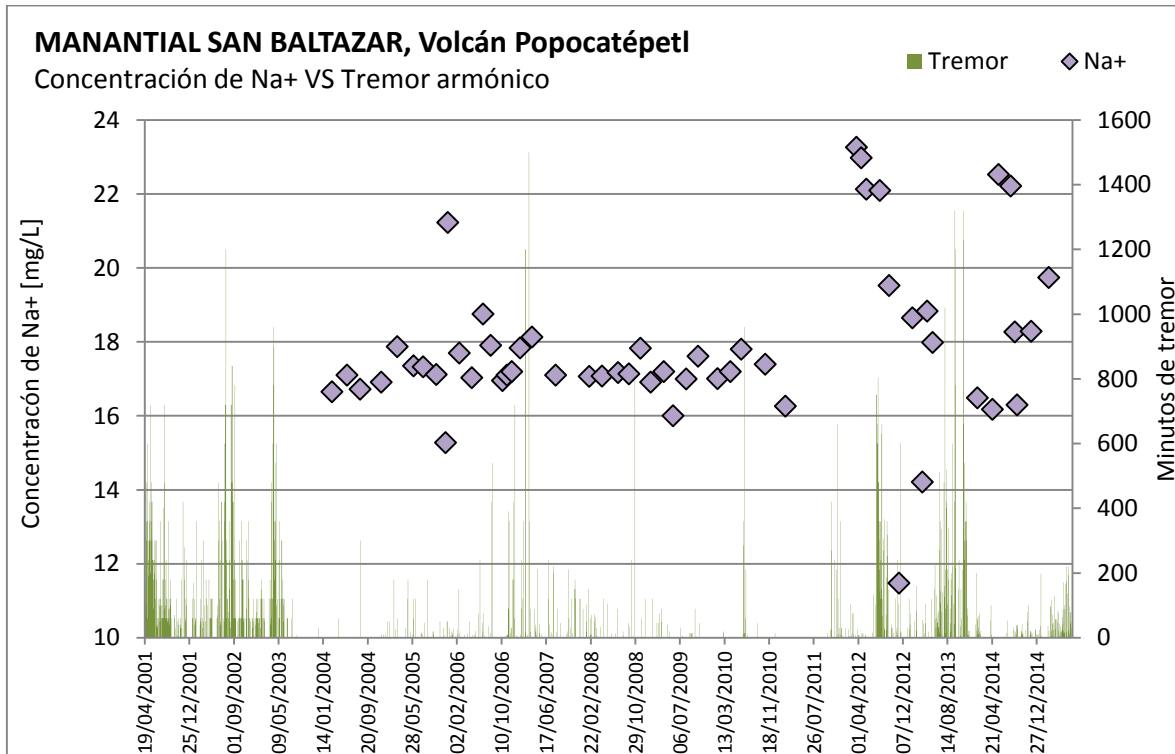


Figura 46. Concentración de Na^+ en el manantial San Baltazar Atlimeyaya comparado contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

En las figuras 47 y 48 se puede apreciar, nuevamente, que cuando hay perturbaciones en la concentración de Na^+ , K^+ , Cl^- y SiO_2 , comienza a haber un cambio en la ocurrencia de VTs e inclusive se puede apreciar que cuando disminuyen los valores, no hay registro de VTs por días.

Como en los otros manantiales, los valores de las concentraciones se elevan después de un conteo significativo de VTs, y en el caso del manantial de San Baltazar Atlimeyaya, los valores que se elevan son de Na^+ , K^+ , Cl^- y SiO_2 .

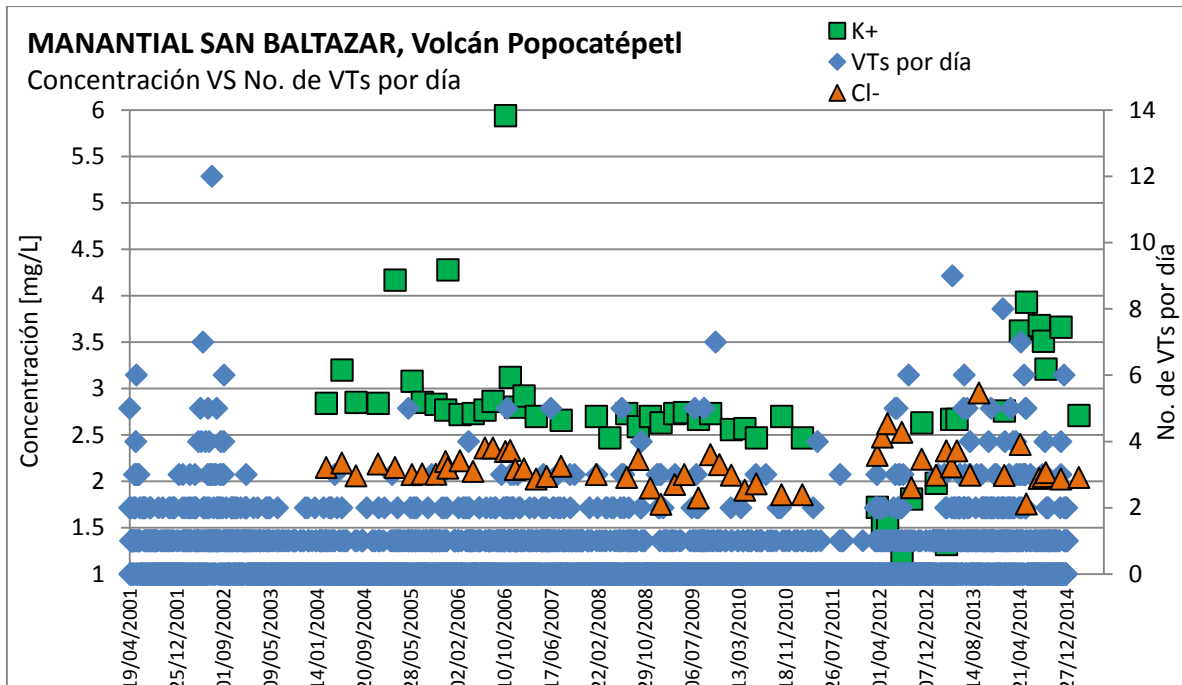


Figura 47. Concentración de K⁺ y Cl⁻ en el manantial San Baltazar Atlimeyaya contra el número de VTs al día.

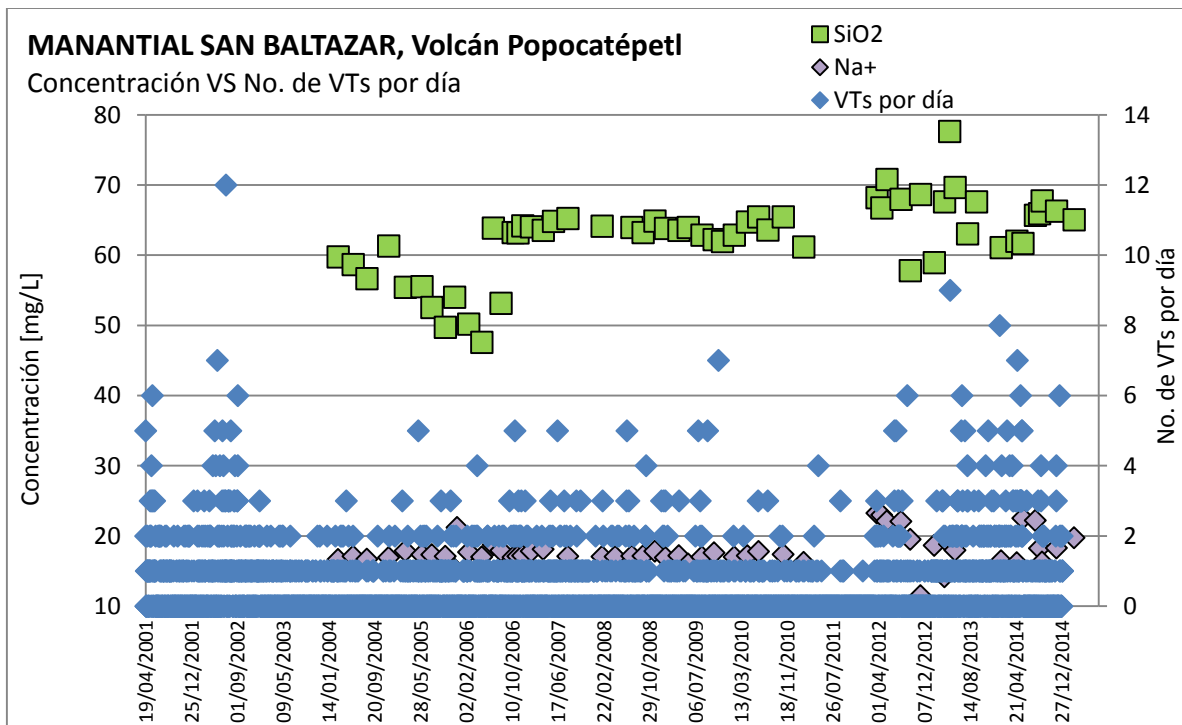


Figura 48. Concentración de Na⁺ y SiO₂ en el manantial San Baltazar Atlimeyaya contra el número de VTs al día.

4.8. Manantial Tochimilco

En las siguientes tablas se muestran los valores de concentración obtenidos en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM y del LMA del CENAPRED, así como los datos medidos *in situ* del manantial Tochimilco.

Tabla 11. Datos medidos *in situ* (temperatura, pH y conductividad) y las concentraciones iónicas obtenidas del manantial Tochimilco.

Fecha	Datos de campo			LMA CENAPRED Datos de laboratorio								
	T [°C]	pH	Conductividad [μS/cm]	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	Cl ⁻	F ⁻	HCO ₃ ⁻	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻
21/03/2012	13.1	6.81	180.20	14.42	1.16	75.87	2.98	0.61	51.97	18.18	26.12	18.97
19/04/2012	13.7	5.48		14.08	1.09	71.89	2.85	0.19	52.62	15.84	12.81	18.25
15/05/2012	13.1	5.78		16.14	1.17	77.42	5.22	1.04	119.32	24.75	32.48	31.60
30/07/2012	13.4	5.39	195.00	16.42	4.51	71.73	3.67	0.41		10.21	6.41	28.14
20/09/2012	14.1	6.45	127.00	9.65	1.27	66.11	2.73	0.45	66.96	7.98	7.82	26.16
15/11/2012	14.2	6.77	255.00	10.41	1.33	69.35	3.97	0.26	60.95	9.11	8.03	21.27
29/01/2013	12.9	6.03	367.00	13.95	1.54	68.11	3.31		64.40	9.03	7.76	25.05
25/03/2013	15.0	6.53	175.00	11.98	0.60	76.03	3.47		62.53	9.03	8.82	25.84
23/04/2013	15.2	6.41	210.00	12.69	2.18	69.62	3.72	0.42	69.57	10.78	8.27	23.34
22/05/2013	16.0	6.71	183.00	11.62	2.16	74.32	3.47	0.56	70.73	9.26	12.03	24.00
31/07/2013	13.8	6.32	195.00			66.57	2.98	0.34	69.00	9.00	7.48	24.40
18/09/2013	13.00	6.16	185.00			72.16	3.47	0.37	65.73	5.92	10.19	26.56
30/01/2014	13.6	6.75	185.00	13.01	2.29	68.15	3.47	0.36	71.19	5.66	10.19	25.75
28/05/2014	13.5	6.44	185.00	24.71	3.49	69.79	4.22	0.42	69.77	8.59	11.54	29.61
04/08/2014	15	6.92	180.00	16.09	3.16	74.08	2.65	0.39	70.19	8.22	13.56	26.53
26/08/2014	14.5	6.52	175.00	16.89	3.07	73.77	2.45	0.44	69.55	8.59	8.91	31.13
09/09/2014	14	6.8	150.00	12.23	12.23	71.57	3.77	0.41	73.63	9.82	8.21	21.58
27/11/2014	13	6.87	185.00	24.04	3.16	70.71	3.65	0.42	76.97	8.51	10.02	22.71
04/03/2015	13.2	7.05	180.00	11.8	2.6	70.62	2.92	0.4	69.44	7.34	11.68	26.63

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de exhalaciones.

Tochimilco es el último manantial analizado en el presente trabajo, en donde se puede apreciar que al comparar las concentraciones iónicas contra las exhalaciones, dichas concentraciones comienzan a ser ascendente y particularmente el Na⁺ y los SO₄²⁻ donde se midieron valores de 24.7 [mg/L] y 29.61 [mg/L] respectivamente un mes antes de que se contabilizara el mayor número de exhalaciones (630) el 4 de julio de 2014 (Figura 49).

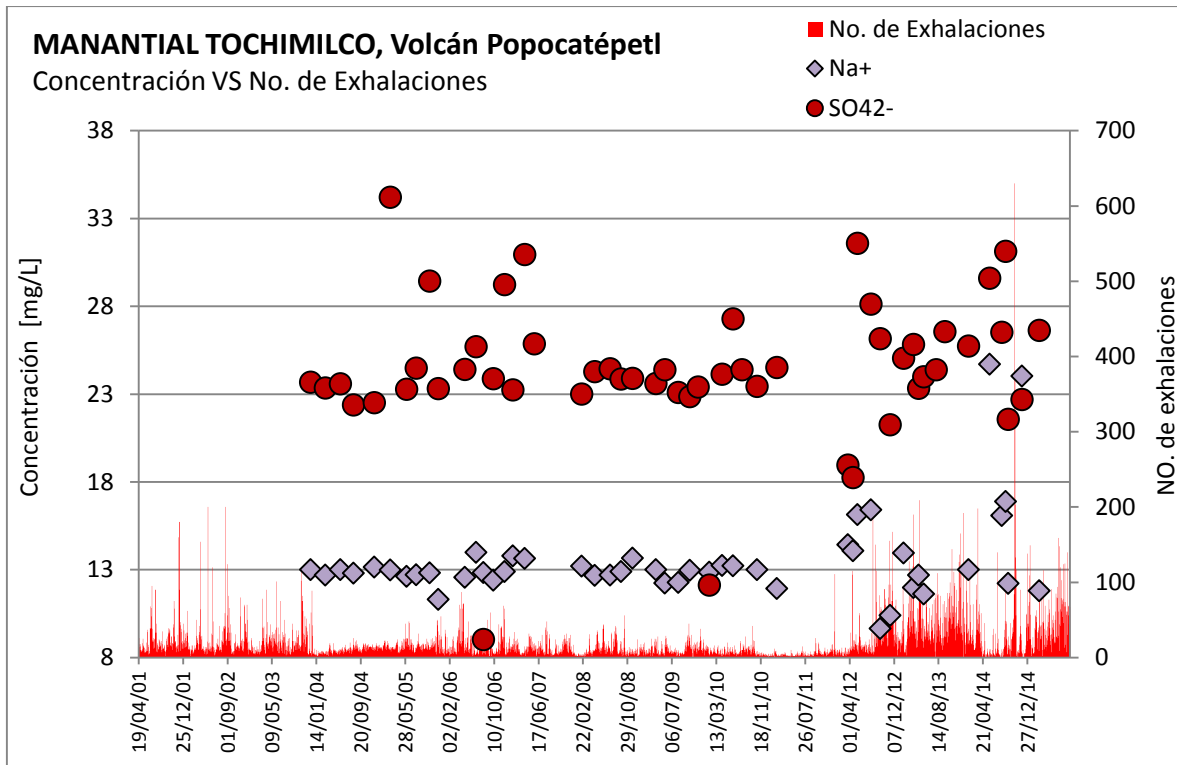


Figura 49. Concentración de Na⁺ y SO₄²⁻ en el manantial Tochimilco comparado contra el número de exhalaciones.

Concentraciones iónicas comparadas contra minutos de tremor armónico.

En este manantial, los SO₄²⁻ son los que se relacionan mejor con los minutos de tremor armónico, observando que cuando la concentración de este anión aumenta, el conteo de tremor es mayor, por ejemplo se midió 29.25 [mg/L] el 7 de diciembre del 2006 (Figura 50); el valor de la concentración se mantuvo elevado en los siguientes tres meses alcanzando su máximo pico en marzo; durante este periodo fue cuando se contabilizaron 1500 min de tremor en febrero de 2007.

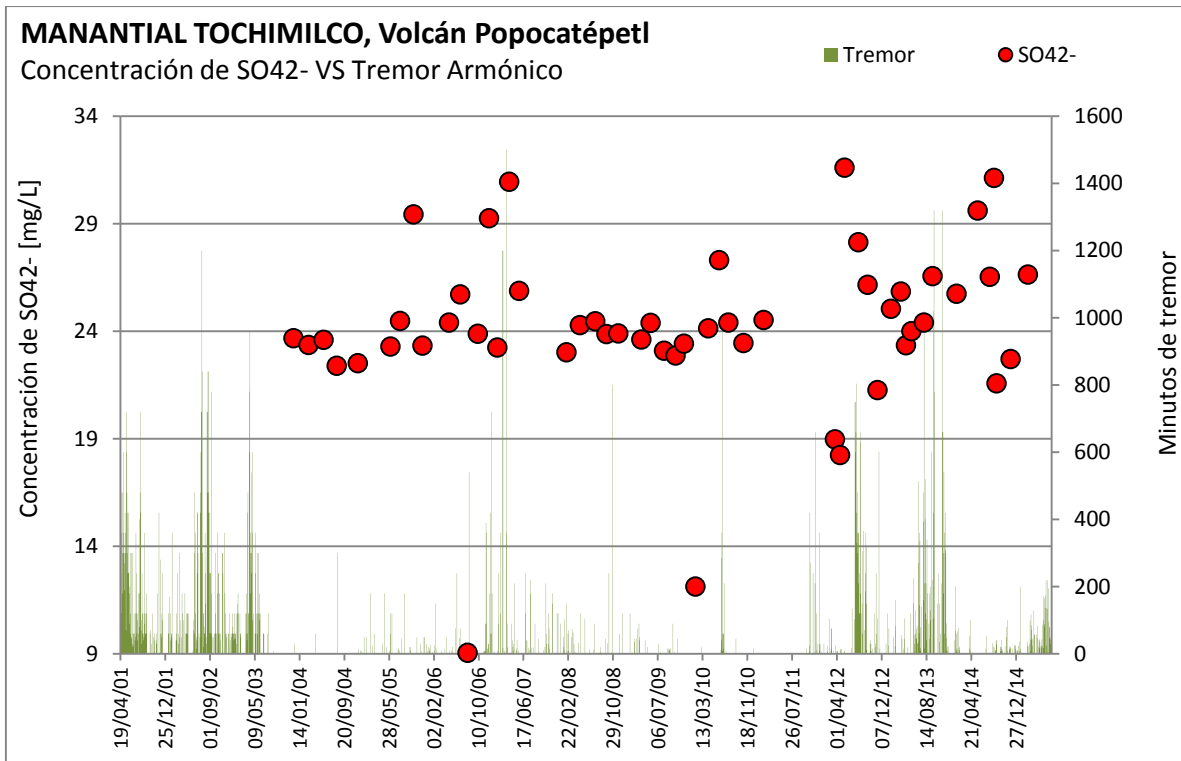


Figura 50. Concentración de SO₄²⁻ en el manantial Tochimilco contra los minutos de tremor armónico.

Concentraciones iónicas comparadas contra el número de VTs por día.

En la figura 51 se observan dos picos característicos en la concentración de Cl⁻ medidos en manantial Tochimilco que coinciden con el registro de VTs superior a 5 eventos por día.

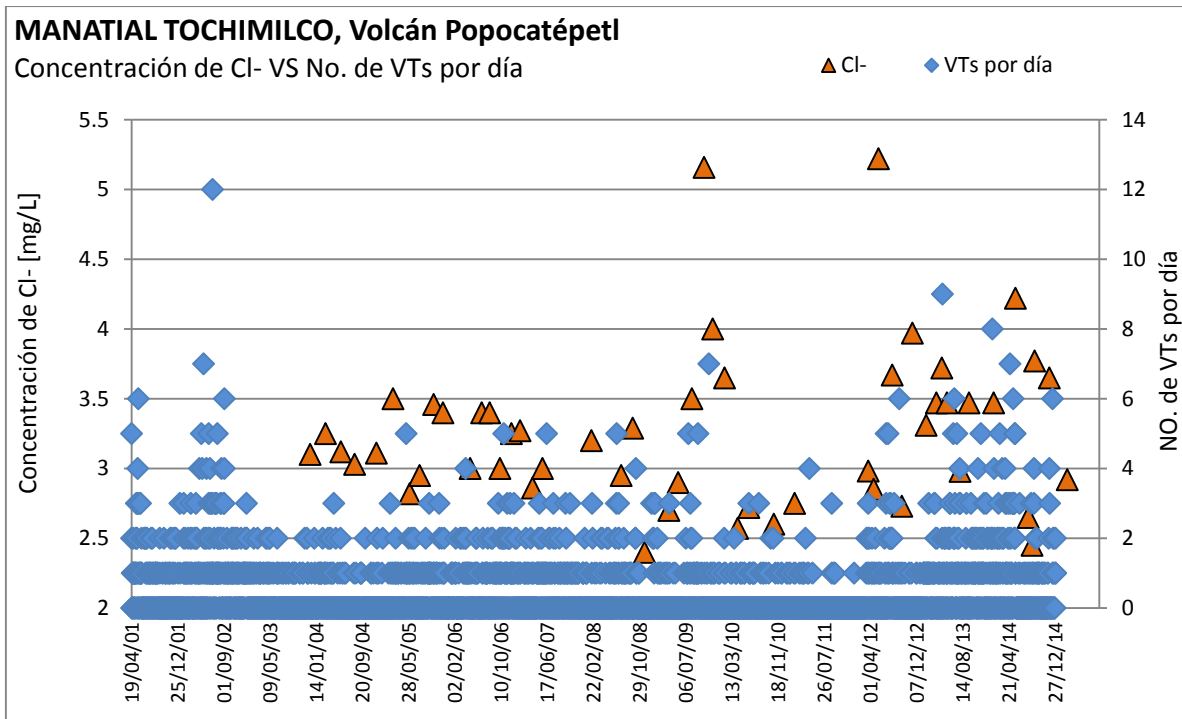


Figura 51. Concentración de Cl⁻ en manantial Tochmilco comparado contra el número de VTs al día.

Así mismo se analizó la magnitud y la profundidad de los VTs, pero no se encontró una relación con las variaciones geoquímicas en los manantiales. Esto puede ser debido a que la magnitud de los VTs o la profundidad a la que se presentan no dependen del valor de las concentraciones de los iones presentes en las aguas.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Se discriminaron los aniones y cationes importantes para el monitoreo hidrogeoquímico del volcán Popocatépetl que muestran una relación con los parámetros sísmicos (Número de exhalaciones, minutos de tremor y número de sismos volcano-tectónicos al día).

A pesar de que los valores de concentración son distintos en cada manantial, los iones que variaron siempre fueron los mismos:

Los iones Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , SiO_2 , B y en menor proporción el F^- , son los más importantes para el monitoreo hidrogeoquímico del Popocatépetl, ya que muestran relación con la presencia de exhalaciones en el volcán. Se observan elevadas concentraciones de dichos iones, de las cuales en un periodo de dos a tres meses registran elevados números de exhalaciones, como los picos contados a partir del 2012.

Se observa una relación entre el número de VTs por día con elevadas concentraciones de los iones antes mencionados. Se puede observar que cuando disminuyeron los valores de concentración no hubo registro de VTs; de igual forma se apreció que posterior a un conteo elevado de VTs, la concentración de mantiene elevada, esto nos indica que después del fracturamiento de los conductos del volcán los iones permanecen ahí por un período aproximado de un mes con una concentración por arriba de lo normal.

En el caso de los minutos de tremor armónico se observa una relación con elevadas concentraciones de Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} y SiO_2 . Un ejemplo en particular son los datos de SO_4^{2-} medidos en el manantial Tochimilco en donde varios picos de concentración de los sulfatos se hacen presentes de dos a tres meses mientras el conteo de minutos de tremor armónico se mantiene en valores altos.

Tanto en las exhalaciones como en los minutos de tremor armónico, la relación con los valores de concentraciones de Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} y SiO_2 es más clara, esto podría ser porque estos dos parámetros están más relacionados con el ascenso de fluidos magmáticos que están interactuando en el subsuelo con la red hidrotermal. Destacando que las relaciones que se establecieron tienen una correspondencia de dos a tres meses.

Se detectó que a partir del 2012 hay variaciones importantes en las concentraciones de todos los iones analizados (SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , HCO_3^- , B, Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SiO_2); así como en la mayoría de los iones, se pudo observar que con el paso de los años la concentración ha ido aumentando, con lo que se podría suponer que la actividad en el Popocatepetl podría ir en aumento.

No se encontró una relación directa de todas las concentraciones analizadas con la profundidad y magnitud de los VTs.

Recomendaciones

Se recomienda el muestreo de manantiales cada 15 días cuando se detecte aumento en la actividad sísmica y en las concentraciones iónicas, además si hay presencia de Boro, para tener un mayor control y establecer una correlación aún más precisa.

Con respecto a los manantiales que ya no se muestrean, no se considera necesario volverlos a muestrear, ya que se cuenta con suficiente información con los manantiales restantes. Aunque se recomienda que para el manantial Paleorío se realice una campaña para inspeccionar el área de modo que se cercioren de que tiene alguna salida o una llave donde pueda ser muestreado y de ser así, continuar con el muestreo de este manantial.

REFERENCIAS

- Arciniega-Ceballos A., Valdés C., Dawson P. (2000). Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102, 207- 216.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B.A., and Dawson, P., (2003). Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994-2000) and their broadband characteristics. *Bull. Volcanol.* 65, 124-135.
- Armienta, M.A., (1993). "Monitoreo Geoquímico en la Evaluación del Riesgo Volcánico "Simposio internacional sobre Riesgos Naturales e Inducidos en los Grandes Centros Urbanos de América Latina". *Quadernilla Serie Scienza* 6. p.72-79.
- Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, Gómez, A., Ramos, E., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Martínez, A., (2008). Hydrochemical indicators of the Popocatépetl volcano activity. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 170, 35-50.
- Armienta, M.A., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cisneros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega-Cabrera, F., (2014). Hydrochemical surveillance at El Chichón volcano crater lake, Chiapas, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm Res.* 285, 118-128.
- Boudal, C., Robin, C., (1989), *Volcan Popocatépetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions*, en Latter, J.H., *Volcanic Hazards*, IAVCEI Proceedings in Volcanology: Berlin, Springer Verlag, 1, 110-128.
- Caballero, G., Nieto, A., Espinasa, R., Castañeda, E., Hernández, A., 2015. *Actividad del volcán Popocatépetl 2014*. CENAPRED
- Caballero, G., Nieto, A., Espinasa, R., Castañeda, E., Hernández, A., 2016. *Actividad del volcán Popocatépetl 2015*. CENAPRED
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado R., 2004. The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological

constraints on their origin and hazards. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 131, 351-369.

- Chouet B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* 90, 1881–1893
- Chouet, B.A, 1996a. New methods and future trends in seismological volcano monitoring, In “Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards” R. Scarpa, and R. Tilling, Eds. Springer-Verlag, Berlin, 23-98.
- Chouet, B.A., 1996b. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309-316.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- De la Cruz Reyna, S., (2014). Volcanes. Peligro y Riesgo Volcánico en México. CENAPRED.
- Espinasa-Pereña, R., Martin-Del Pozzo A.L. (2006). Morphostratigraphic Evolution of Popocatepetl Volcano. *Geol. Soc. America Special Paper*, 402, 115-137.
- Espinasa-Pereña, R. Historia de la Actividad del VOLCÁN POPOCATÉPETL 17 años de erupciones. CENAPRED, 2012.
- Guevara, E., Quaas, W.R., Valdés, C., Castelá, P.G., Martínez B.A., Ortiz C.J., Galicia F., Gómez V.A. (2001). Redes sísmicas en México. *Unión Geofísica Mexicana. GEOS Vol. 21 No. 3*, 284 – 293.
- Giggenbach, W.F., Garcia, N., Londoño, A., Rodriguez, L., Rojas, N., Calvache, M.L., 1990. The chemistry of fumarolic vapor and termal-spring discharges from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 42, 13 – 39.
- Giggenbach, W.F., Glover, R.B., 1975. The use of Chemical Indicators in the surveillance of Volcanic Activity affecting the Crater Lake on Mt. Ruapehu. *N. Z. Bull.* 39, 70– 81.
- Hirabayashi, T., Ossaka, K., Ozawa, T., 1982. Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases: a case study on Sakurajima Volcano. *Geochem. J.* 16, 11 – 21.

- Ibáñez, J.M., Carmona, E., 2000. Sismicidad Volcánica. Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada, España.
- Inguaggiato, S., Martin-Del Pozzo, A.L., Aguayo, A., Capasso, G., Favara, R., 2005. Isotopic, chemical and dissolved gas constraints on spring water from Popocatepetl volcano (Mexico): evidence of gas-water interaction between magmatic component and shallow fluids. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 141, 91 – 108.
- Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., Huggel C., Käab A. 2008, Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl volcano (México) during, 1994-2001, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170: 86-98.
- Llambías, Eduardo J., (2001). *Geología de los Cuerpos Ígneos* (pp 99-105). Argentina. INSUGEO.
- Macías. J.L., Siebe, C., Abrams, O.J., Vásquez, L., 1995. "Late Pleistocene and Holocene cataclysm eruptions at Popocatepetl Volcano, Central Mexico. Cordillera". *GSA Alaska Meeting*.
- Macías, J.L., 2007. *Geology and eruptive history of some active volcanoes of México*. Geological Society of America. Special Paper 422 p. 183-232.
- Martin-Del Pozzo, A.L., Aceves, F., Espinasa, R., Aguayo, A., Inguaggiato, S., Morales, P., Cienfuegos, E., 2002. Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Chem. Geol.* 190, 207–229.
- Martin-Del Pozzo, A.L., 2012. Precursors to eruptions of Popocatépetl Volcano, Mexico. *Geofísica internacional*, 51(1), 87-107.
- McNutt, S.R., Roman, D.C. Volcanic Seismicity, in Sigurdsson, H., Houdhton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., eds., 2015. *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 1011-1034). USA, 2nd edition, Elseiver, ISBN 9780123859389,
- Nieto, A., Ferrés, D., Reyes, T., Espinasa, R., Flores, X., González, A., Ramírez, A., 2013. *Actividad del volcán Popocatépetl Año 2012*. CENAPRED.

- Nieto, A., Espinasa, R., Ferrés, D., Contreras, M., Cárdenas L., 2014. Actividad del volcán Popocatepetl 2013. CENAPRED.
- Peiffer, L., Rouwet, D., Taran, Y., 2015. Fluid Geochemistry of El Chichón Volcano-Hydrothermal System, in T. Scolamacchia and J.L. Macías, eds., Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná. Springer-Verlag, 77-95.
- Ramírez, J.A., Calva, M.L., 2014. Manual de Técnicas Analíticas del Laboratorio de Muestras Ambientales del CENAPRED.
- Ramírez, A.F., Ferrés, M.D., 2012. Procedimiento para el muestreo en manantiales de los principales volcanes activos (monitoreo hidrogeoquímico). CENAPRED.
- Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 115–130.
- Rouwet, D., Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N., Santiago, J.A., 2008. Hydrochemical dynamics of the “lake-spring” system in the crater of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 237-248.
- Siebe, C., Macías, J.L. (2004). Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field: Geological Society of America, Fieldtrip Books 1, 77 p.
- Taran, Y., Fischer, T.P., Pokrovsky, B., Sano, Y., Armienta, M.A., Macías, J.L., 1998. Geochemistry of the volcano–hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Bull. Volcanol.* 59, 436–449.
- Taran, Y., Rouwet, D., Inguaggiato, S., Aiuppa, A., 2008. Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico. Implications for monitoring of the volcanic activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 224–236.

- Tarbuck, E., Lutgens, F., (2004). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física (pp. 57-80). España. Pearson.
- Varley, N.R., Armienta, M.A., 2001. The absence of diffuse degassing at Popocatépetl volcano, México. Chem Geol. 177, 157 – 173.