

En el caso del plano horizontal N-E (Figura 3.23), para Canario (PPP) las direcciones azimutales provienen de 170° a 187° . En Chipiquixtle (PPX) de entre 45° a 65° y en Colibrí (PPC) de 293° a 307° .

De igual forma para la segunda parte del temblor la cual tuvo una duración más grande que la primera, se calcularon las direcciones preferenciales del movimiento de partícula del temblor, como se puede observar en la roseta del plano V-N (Figura 3.24). Las direcciones para Canario (PPP) vienen del sur con un ángulo de -20 a 15 grados con respecto de la horizontal. Para Chipiquixtle (PPX) llegan a la estación desde el norte con un ángulo de -22 a 8 grados. En Colibrí (PPC) las trayectorias del temblor arriban con una dirección del Norte con un ángulo que va desde los 8 a los 30 grados.

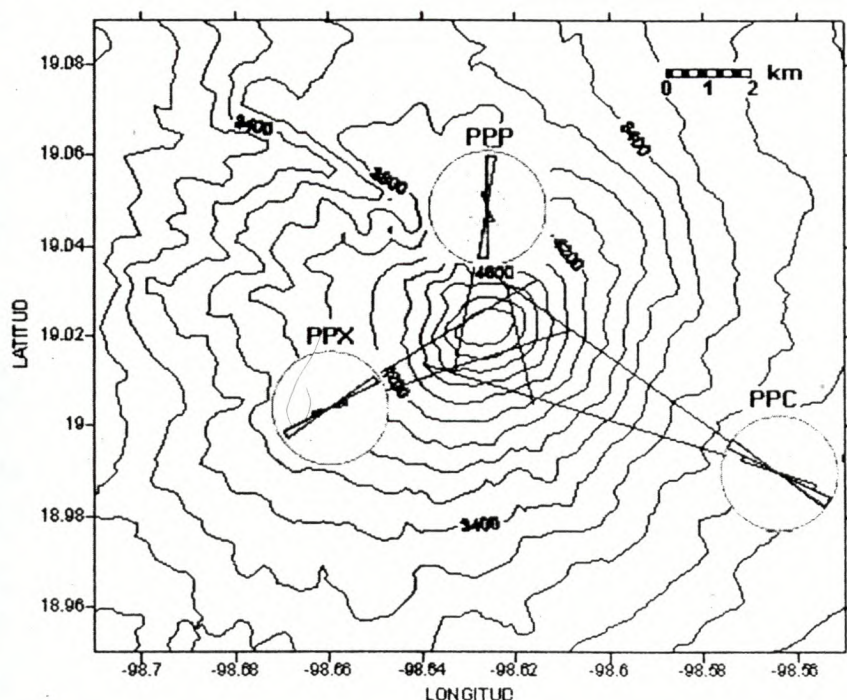


Figura 3.26.-Direcciones preferenciales durante los días 16 y 17 de diciembre del 2000 para el plano N-E, para Canario (PPP) las direcciones apuntan hacia el Suroeste-Sur-Sureste, en Chipiquixtle (PPX) hacia Noreste, y para Colibrí (PPC) hacia el Noroeste.

En el plano V-E(ver Figura 3.25), Canario (PPP) tiene ángulos de -75 a 90 grados sobre la horizontal provenientes del Este. En Chipiquixtle (PPX) los arribos provienen del Este con -13 a 12 grados. Para Colibrí (PPC) los arribos provienen del Oeste con ángulos que van de los 4 a los 26 grados sobre el eje horizontal.

En el plano N-E (ver Figura 3.26), Canario (PPP) tiene arribos azimutales desde 158° a 188° . En Chipiquixtle (PPX) las trayectorias del tremor provienen de entre 60° a 68° . Finalmente en Colibrí (PPC) se tiene direcciones de 288° hasta el 304° .

IV RESULTADOS E INTERPRETACION

IV.1 La Sismicidad del Volcán Popocatépetl en la Crisis Eruptiva

Como hemos visto anteriormente una actividad de tipo eruptivo inició a principios de noviembre del 2000, se presentaron enjambres de eventos VT, los cuales indicaban una nueva intrusión de magma desde la cámara magmática. Estos eventos se localizan en profundidades de 3 a -7 km tomando como referencia el nivel del mar, en estas regiones se generan esfuerzos que propician la ruptura de la roca por intrusiones de magma que busca su ascenso hacia la superficie. La cantidad de eventos o energía sísmica acumulada nos puede dar una idea de la cantidad de material involucrado en este proceso de movimiento de material.

Enseguida se presentó una actividad muy característica que son los enjambres de eventos LP's, los cuales tienen duraciones en su fase intensa de unos cuantos segundos. Este tipo de eventos son producidos por una desgasificación, producto de la separación de los volátiles del magma que asciende lentamente hacia la superficie.

Diversos autores mencionan que estos eventos pueden ayudar a hacer pronósticos acertados de la actividad imperante en ese momento en el volcán (Chouet, 1989). De igual forma el contacto entre el magma a altas temperaturas y cuerpos de agua a profundidades someras generan una evaporación del agua y por consiguiente un cambio de presión dentro de los conductos y reservorios del volcán, con lo que se producen esta serie de eventos para liberar la presión excedente. En este ascenso de material se originan exhalaciones de material con una alta cantidad de gas, las cuales emiten columnas de no más de 5 kilómetros de altura. Este proceso tuvo lugar en la primera quincena de diciembre.

Una vez que el magma ha llegado a los últimos kilómetros por debajo de la superficie y el material transita por la parte final de los conductos hasta la base del cráter es probable que se genere el temblor (McNutt, 1996).

IV.1.1 Tremor Armónico

El tremor armónico de los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000, ha sido sin duda alguna el mayor presentado en el Popocatepetl, desde su reactivación en 1994. Como se ha mencionado anteriormente los modelos que sugieren las posibles fuentes del tremor se dividen en a) Oscilaciones de los conductos por el transporte o flujo de fluidos magmáticos, b) excitación y resonancia de fracturas rellenas de fluidos y C) crecimiento y colapso de burbujas en la ebullición de agua subterránea (Konstantinos *et al.*, 2002). El crecimiento del domo dentro del cráter durante los días 15, 16 y 17 de diciembre sustenta la hipótesis de que el tremor armónico de gran amplitud fue generado por el flujo de fluidos, gases, o magma o probablemente los tres, por los conductos más superficiales del volcán hasta la base del cráter.

Por lo que la ocurrencia de esta señal sísmica propia de los volcanes indicaba el crecimiento de un nuevo domo de lava de un tamaño mayor, así como una tasa de emisión de magma alta, comparada con períodos anteriores, por lo que los escenarios en cuanto a la actividad podrían sugerir una erupción de mayor magnitud en los siguientes días.

La duración de los diferentes paquetes a lo largo de la primera parte nos muestra que más del 20% de los paquetes tenían duraciones de aproximadamente 50 segundos, con una media de 67.27 seg, como se muestra en la Figura 4.1, en donde se observan los porcentajes de ocurrencia de la duración de los paquetes, así como el intervalo de tiempo entre cada paquete, para las dos diferentes etapas del tremor. En cuanto al periodo de tiempo de quietud sísmica entre cada paquete podemos observar, que más del 30 % de tiempo entre cada paquete se encontraba en 20 segundos. La media para estos periodos de reposo fue de 46.74 segundos.

Para la segunda parte, más del 12% de los paquetes tenían duraciones de 70 segundos aproximadamente. Para esta etapa se obtuvo una duración media de los paquetes de tremor de 210.59 segundos. Las variaciones en cuanto a las duraciones en esta segunda parte con respecto de la primera se debieron a la ocurrencia de explosiones y exhalaciones de gas y ceniza que provocaron que el tremor en algunas ocasiones llegara a ser continuo con duraciones de hasta 6 minutos. En cuanto al tiempo de quietud sísmica entre paquetes para la

segunda parte del tremor, más del 25% de este tiempo se encontró en 10 segundos y solo en algunos casos hubo periodos de calma de más de 400 segundos

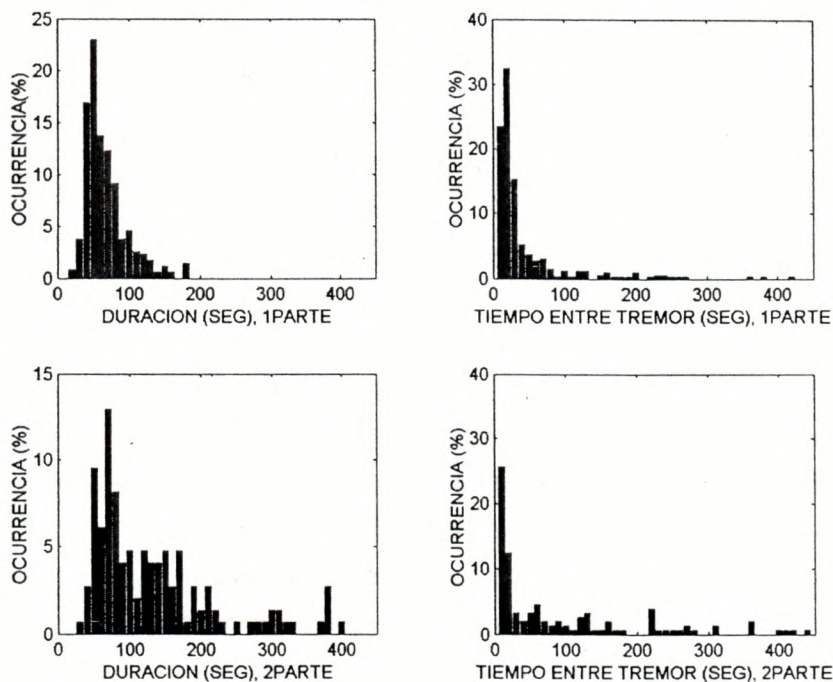


Figura 4.1.- Porcentaje de ocurrencia en la duración de los paquetes de tremor, así como el periodo de tiempo de quietud sísmica entre cada paquete para las dos etapas del tremor.

La media para estos lapsos de descanso fue de 183 segundos. Los valores similares de la duración de los paquetes de tremor armónico de la primera y segunda etapa sugieren que no ocurrieron cambios significativos en la estructura de los ductos y en la forma de ascenso del material magmático. En la segunda etapa se pudo observar una anticorrelación de la duración de los paquetes y el tiempo de quietud entre estos paquetes. Esto se observa claramente de las 21:50 del día 16, hasta las 2.00 del día 17 de diciembre del 2000, en donde la gran actividad sísmica mantenía duraciones de paquetes de hasta media hora y periodos sin actividad sísmica

de menos de 10 segundos. De igual forma de las 2:30 del día 17 de diciembre la actividad sísmica disminuyó y por lo tanto los tiempos de reposo aumentaron.

Las amplitudes espectrales mostradas en las dos etapas de tremor fueron las más grandes generadas por un tremor armónico en el volcán Popocatepetl como ya se mencionó anteriormente. En la primera parte la frecuencia f_1 cuyo promedio fue de 1.20 Hz, mostró las mayores amplitudes, las cuales fueron de 2.74 μm en Canario y de 2.07 μm en Chipiquixtle. La segunda frecuencia f_2 la se mantuvo en la mayoría del tiempo en 2.71 Hz, presentó amplitudes de 2.05 μm tanto en Canario como para Chipiquixtle. Finalmente la frecuencia f_3 cuyo promedio fue de 4.08 Hz presentó amplitudes de 0.342 μm en Canario y de 0.207 μm en Chipiquixtle.

Para la segunda parte del tremor la frecuencia f_1 se mantuvo en 1.06 Hz, las amplitudes para esta frecuencia bajaron con respecto a la primera parte del tremor. El máximo valor espectral en esta frecuencia fue para Canario de 0.685 μm y en Chipiquixtle de 0.552 μm .

La segunda frecuencia f_2 localizada en 2.00 Hz presentó las mayores amplitudes para esta etapa. En Canario se presentaron amplitudes de 2.057 μm y en Chipiquixtle de 0.69 μm . La tercer frecuencia tuvo un promedio de 3 Hz en todo el tiempo que duró. La máxima amplitud alcanzada en Canario fue de 0.548 μm y de 0.207 μm en Chipiquixtle. El cambio en la frecuencia dominante de una etapa a la otra, así como el espaciamiento entre las distintas frecuencias, puede ser causada por cambios en las dimensiones de la fuente y/o en las propiedades físicas de los fluidos involucrados, como lo mencionan Gil-Cruz, (1999) y Chouet (1985, 1996).

La variación de las frecuencias con respecto a la amplitud en una misma estación no tiene una clara correlación. En algunos casos al aumentar la frecuencia, la amplitud del tremor crecía, pero no era algo regular, en otros casos la frecuencia disminuyó y su amplitud espectral aumentó, por lo que no se puede correlacionar directamente las variaciones de las frecuencias con las amplitudes.

Las frecuencias mostradas en las dos estaciones de banda ancha localizadas Canario (PPP) y Chipiquixtle (PPX) si muestran correlación entre ellas, ya que al aumentar la frecuencia en una de ellas, la otra también lo hace. Esta característica puede ser un indicador de que efectivamente las frecuencias observadas en las estaciones son generadas en la fuente y no por efectos de la trayectoria o de sitio. En cuanto a las amplitudes, no existe una correlación en las dos estaciones, en la mayoría de los casos las mayores amplitudes se presentaron en Canario, probablemente por la cercanía de esta estación con el cráter del volcán. En muy pocos casos las mayores amplitudes se presentaron en Chipiquixtle.

IV.1.1.1 Localización del Tremor en el Tiempo

Las localizaciones del tremor tuvieron variaciones en la profundidad dentro de los conductos del volcán. Para la primera parte del tremor sus localizaciones se encontraron entre 3100 y los 4400 msnm. Para la segunda parte se localizaron entre 3500 y 4600 msnm. En la primera etapa se registraron 25 localizaciones espaciadas cada media hora. En la segunda etapa, se obtuvieron 39 localizaciones. Para observar las variaciones de las localizaciones en tiempo se graficaron en periodos ó segmentos que presentaban características semejantes en duración o amplitud de las señales importantes de actividad en su mayoría de 4 horas.

Primera Parte

Durante la primera parte del tremor las localizaciones demostraron que la fuente variaba espacialmente a lo largo del tiempo para esta primera etapa. Como podemos observar en la Figura 4.2, en la que se observa que algunos eventos se localizaron por arriba de los cuatro mil metros ligeramente cargado hacia el norte del volcán. En la mayoría de los casos la fuente se localizó entre los 3100 y los 3900 msnm, en una zona de aproximadamente 440 m de longitud

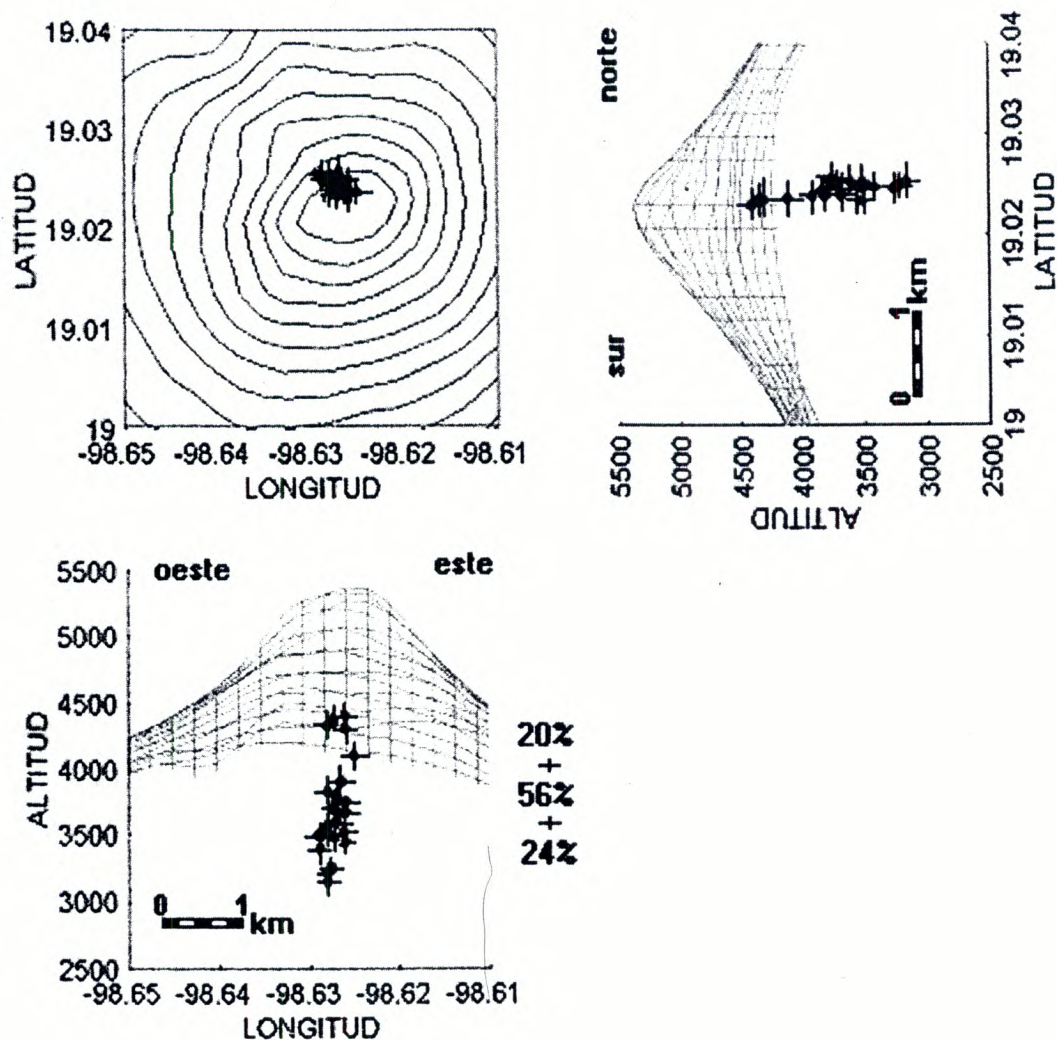


Figura 4.2.- Localización de la primera parte del tremor en la cual tuvo una duración de 19.5 horas. Inició el día 15 de diciembre de las 14:05 (hora local) a las 3:05 del día 16 de ese mismo mes. Así mismo se aprecian los errores generados por este método de localización.

para el plano V-E, y de 330 m para el plano V-N, definiendo una sección aproximadamente de 165 a 220 m de ancho. Para esta primera etapa un 20% de los eventos se encuentran por encima de los 4000 m, un 56% entre 3500 y 4000 m, y un 24% para los eventos menores a 3500 msnm.

0-4 horas

En las primeras 2 horas de actividad se observó que los primeros eventos, (1 al 4) se ubicaron entre los 4000 y 4500 msnm, como se puede observar en la Figura 4.3. El siguiente evento (5) se localiza en la parte más profunda de la zona de localización de los tremores, cerca de los 3000 msnm, a 2470 bajo la cima del volcán. Los siguientes segmentos de media hora (6,7 y 8), se localizan a alrededor de los 3500 msnm. Del corte a lo largo de la latitud, podemos observar un alineamiento que en su parte profunda corresponde a la región norte y en su parte somera al sitio bajo el cráter. La distribución de los eventos a lo largo de la longitud sugiere un ancho de aproximadamente 300m.

Estas primeras 4 horas de actividad pueden estar asociadas a los sitios en donde existe un mayor estado de esfuerzos que impiden que la columna de magma ascienda libremente, lo que explica que en estas primeras horas los paquetes de tremor tenían duraciones de más de 50 segundos y periodos de quietud entre estos paquetes de más de 100 segundos. Este comportamiento hace pensar que el magma en ascenso todavía no fluía de una manera constante y regular. Para el final de estas primeras horas las localizaciones se mantuvieron entre los 3100 y 3700 msnm

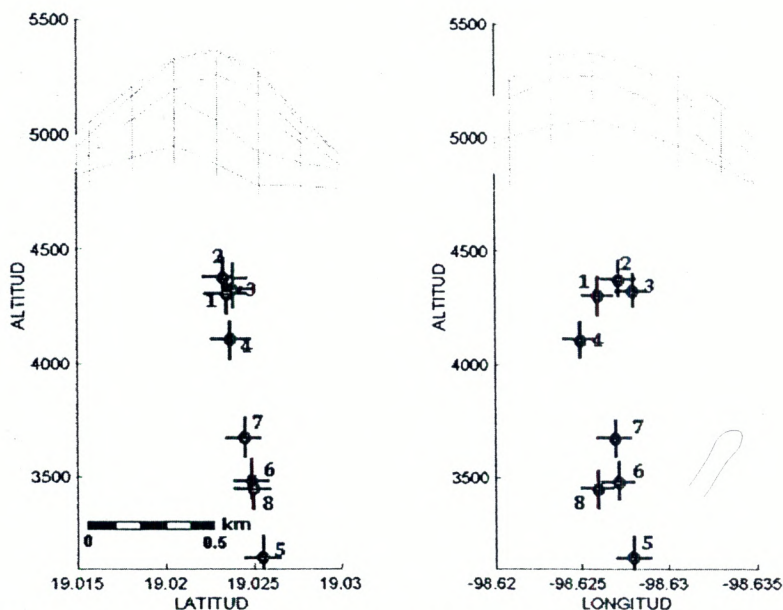


Figura 4.3. Ubicación de las primeras cuatro horas (0-4 horas) de la primera parte del tremor.

4-8 horas

De las 4 a las 8 horas, la localización de la fuente generadora del tremor se presentó entre los 3500 y 3900 msnm, como se puede observar en la Figura 4.4. En este período de tiempo las duraciones de los paquetes son bastantes regulares y los períodos de reposo no alcanzan más de 20 segundos. Es en esta etapa cuando el tremor presentó su mayor actividad (en duración y amplitudes de los paquetes) y probablemente en este periodo el magma fluía de manera constante y regular hacia la superficie.

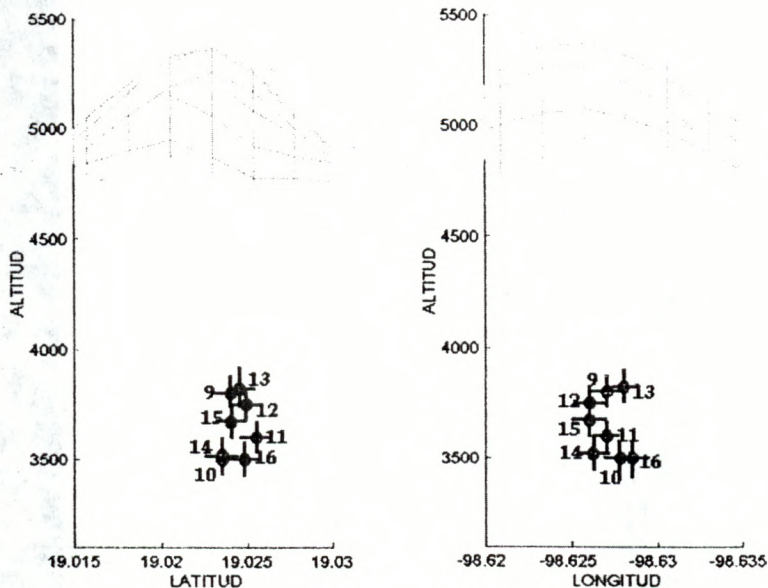


Figura 4.4. Ubicación de la fuente generadora del tembor de las 4 a las 8 horas de iniciada la primera parte del tembor.

8-12.5 horas

Para las últimas cuatro horas de la primera parte del tembor, las localizaciones se ubicaban de nuevo como en el primer segmento de 4 horas, desde los 3100 hasta casi los 4500 msnm, como se puede ver en la Figura 4.5. De igual forma los eventos muestran poca dispersión en su localización, comparable a los de la primera etapa de 4 horas.

Para está parte los paquetes continuaban de manera regular en cuanto a su duración, aunque los periodos de reposo aumentaron en tiempo, hasta que la actividad disminuyó por completo a las 3:03 hrs del día 16. Para las siguientes horas se realizó un sobrevuelo sobre el cráter del volcán, y en el se detectó el domo de lava parcialmente emplazado.

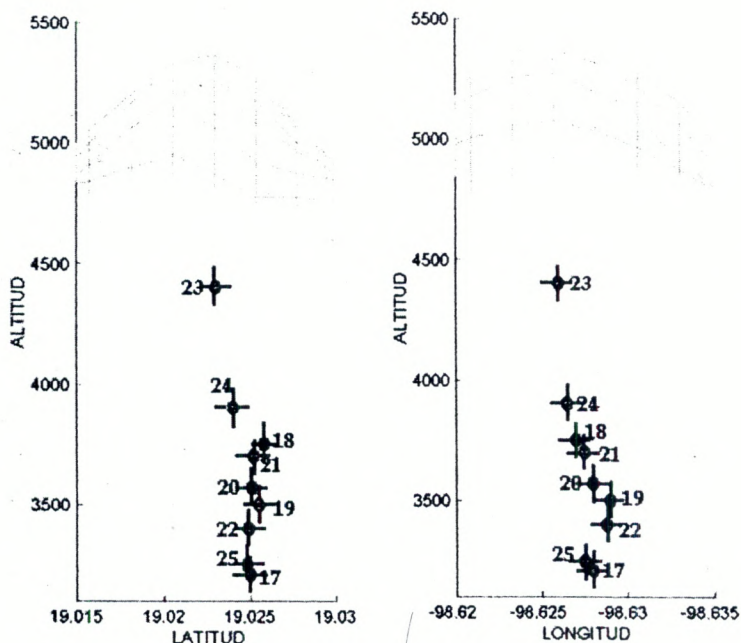


Figura 4.5. Ubicación de la fuente generadora del tembor de las 8 a las 12.5 horas.

Segunda parte

Las localizaciones de la segunda etapa del tembor se muestran en la Figura 4.6, y en ellas observa que las localizaciones son ligeramente en cota más elevada que las localizaciones de la primera etapa. En la segunda parte del tembor un 44% se encuentran por encima de los 4000 m, un 53.5% entre 3500 y 4000 m, y un 2.5% para eventos localizados por debajo de los 3500 msnm. Los espesores máximos involucrados en está segunda etapa del tembor, es de aproximadamente 270 m en la latitud, y de 275 m para la longitud, y la altura de está zona es aproximadamente de 1030 m, lo que nos da una radio aproximado en la que se encuentran los conductos de 137 m, en la primera parte del tembor los radios se calcularon entre 165 a 220 m.

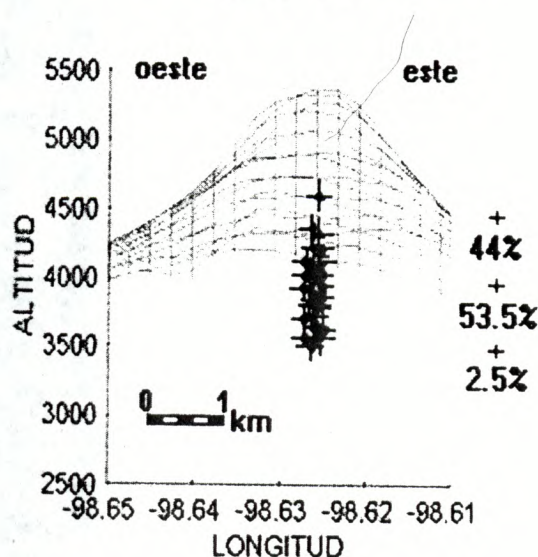
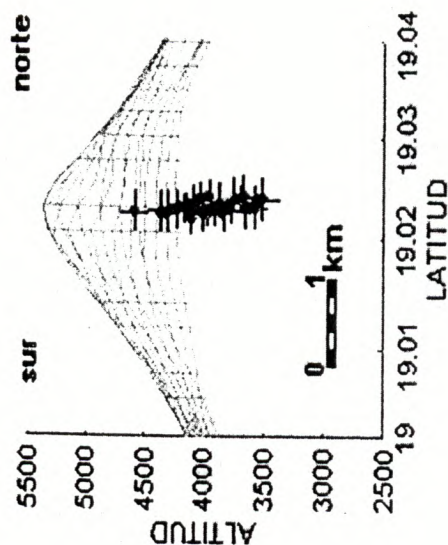
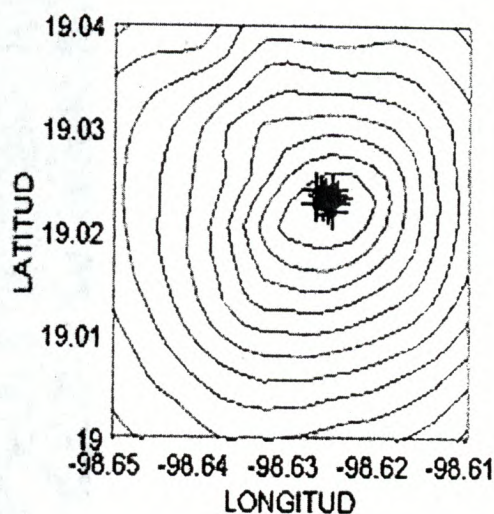


Figura 4.6.-Localizaciones para los dos planos verticales y la planta de la segunda etapa del tembor del día 16 al 17 de diciembre del 2000. Los 39 eventos registrados cada media hora desde el inicio demuestran que estuvieron concentrados entre los 3500 y los 4400 msnm.

0-3 horas

Para la segunda parte del tremor, las localizaciones se dividieron en periodos con mucha y poca actividad. Al inicio de este nuevo episodio de tremor se presento un periodo de 3 horas en las que los paquetes tenían duraciones grandes, así como periodos de reposo de más de 100 segundos. La ubicación del tremor en estas primeras tres horas se presento entre 3500 y 4000 msnm (Figura 4.7) y estuvieron asociadas a un nuevo ascenso del material en las partes más profundas de los conductos, como nos sugieren sus localizaciones.

3-7 horas

Para las siguientes cuatro horas la actividad aumentó considerablemente presentándose duraciones de paquetes de más de 25 minutos, y un casi nulo espaciamiento entre paquetes. Para este lapso de tiempo, el de mayor actividad de la segunda parte del tremor, la posición de la fuente se ubico entre 3500 y 4400 msnm(Figura 4.8). En la primera parte del tremor

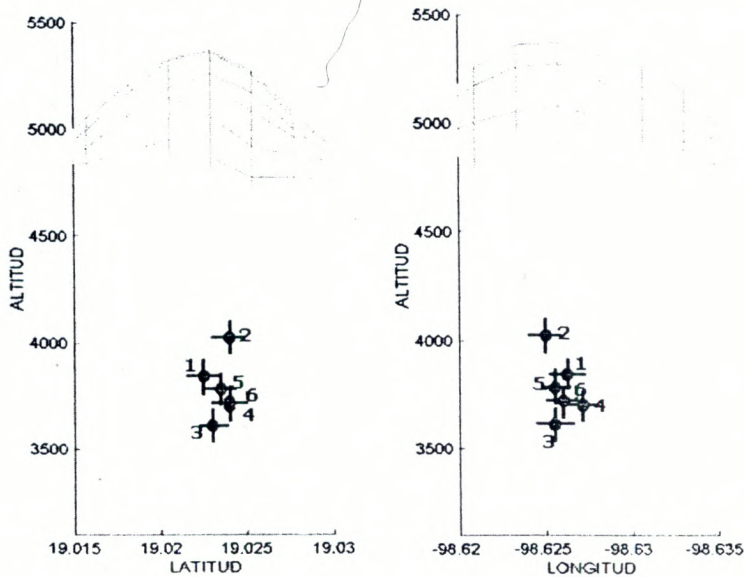


Figura 4.7. Ubicación de las primeras tres horas (0-3 horas), para la segunda parte del tremor.

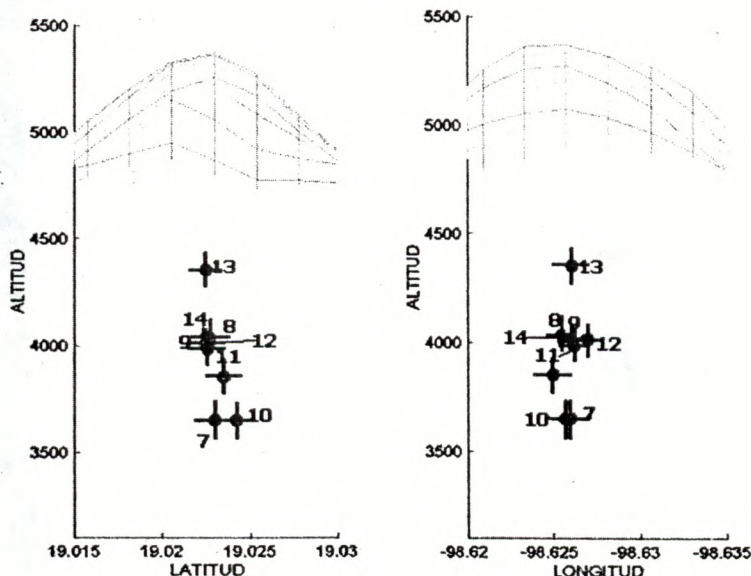


Figura 4.8 Ubicación de las siguientes cuatro horas (3-7) en la segunda parte del tremor. En este periodo se observó la mayor actividad.

para el periodo de mayor actividad, la zona en que se generaban las mayores amplitudes se encontraban aproximadamente en estas mismas cotas.

7-11 horas

Para las siguientes cuatro horas la actividad disminuyó considerablemente, aunque a las 2:35 horas del día 17 se presento una explosión que arrojó fragmentos incandescentes. Para este periodo las localizaciones estuvieron entre 3500 y 4550 (Figura 4.9). En está etapa se observa que la zona generadora del tremor, comienza a presentarse en cotas más elevadas, esto debido principalmente a que para ese momento ya existía un cuerpo de lava emplazado dentro del cráter (domo) el cual obstruía salida de más material, por consiguiente requería que el magma tuviera una mayor presión en las partes más altas de los conductos para poder ascender.

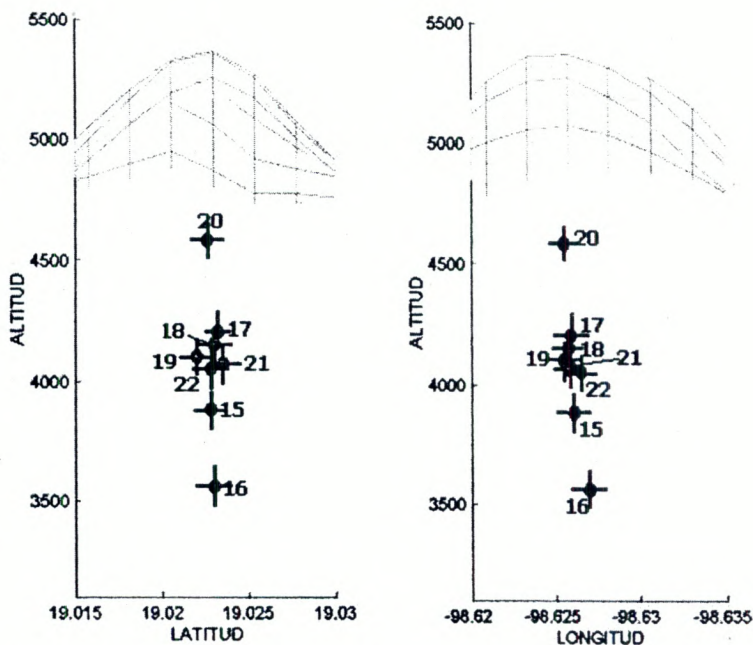


Figura 4.9. Ubicación de las siguientes cuatro horas (7-11 horas), en donde se observa una variación de la mayoría de los eventos, los cuales disminuyen en su profundidad.

11-15 horas

Para las siguientes 4 horas, los paquetes aumentaron su duración y los periodos entre ellos disminuyeron. En esta parte del temblor se presentó una exhalación de magnitud moderada, a las 08:16 hrs (hora local) la cual emitió una columna de ceniza de aproximadamente 2.5 km de altura con dirección Sur-Oeste, Oeste, la cual se precipitó en algunas poblaciones del estado de Morelos y de México. En este momento todavía existía un aporte de material al domo, así como una gran desgasificación como lo muestran las mediciones de SO_2 realizadas en esos momentos, la cual arrojó valores de más de 70,200 toneladas aproximadamente. En la Figura 4.10 se observa la ubicación de la fuente generadora del temblor para este periodo.

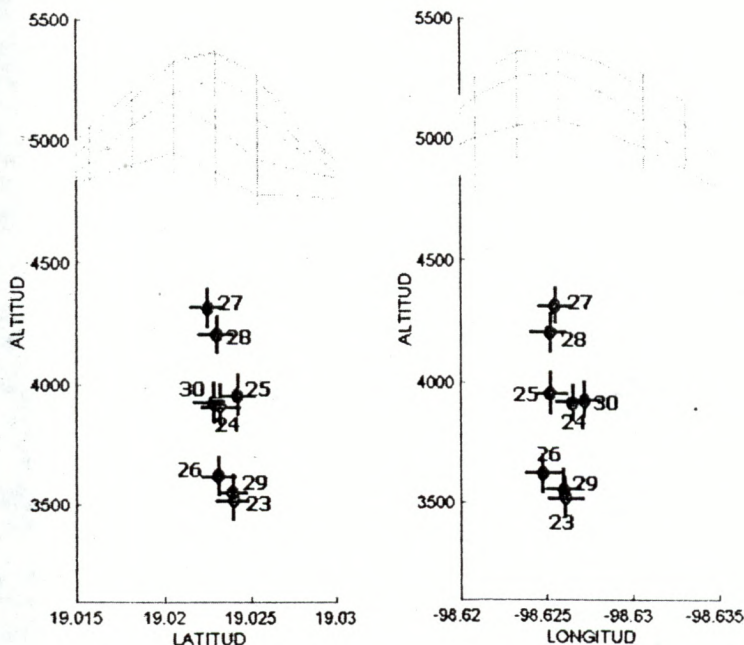


Figura 4.10. Ubicación de la fuente generadora del tremor para las siguientes cuatro horas (11-15 horas)

15-19.5 horas

Para la parte final del tremor los paquetes se hicieron menos frecuentes y menos regulares, aunque se volvió a presentar otra exhalación importante a las 15:13 (hora local), la cual generó una columna de ceniza similar a la de las 8:16 de la mañana. Las localizaciones en la parte final del tremor se presentaron de los 3500 a los 4500 msnm. En las ultimas dos horas la mayoría de estos eventos estuvieron ubicados por arriba de los cuatro mil metros. Esto es debido probablemente, a que gran parte del domo ya estaba emplazado en la base del cráter, y este obstruía salida de más material y gas, por lo que la parte más alta de los conductos el material en ascenso ejercía mayor presión. La ubicación del tremor en está parte final se puede apreciar en la Figura 4.11.

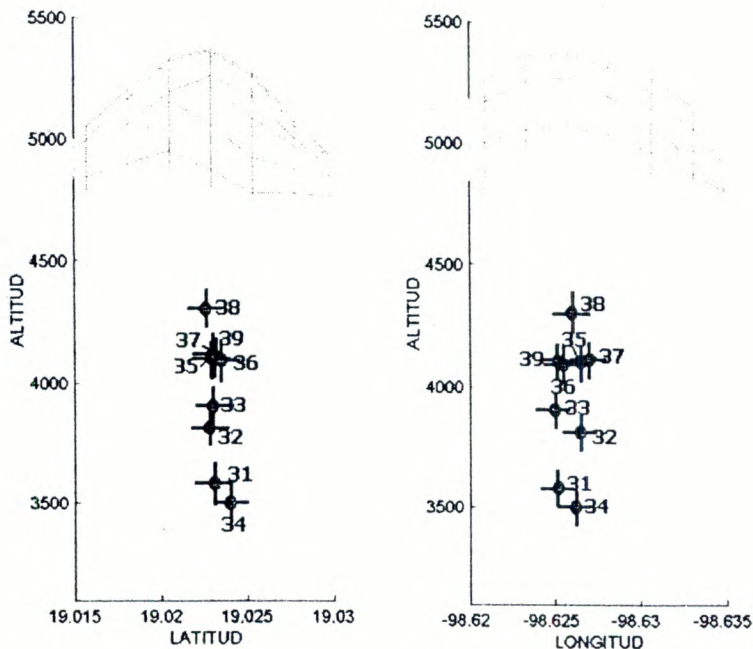


Figura 4.11. Ubicación de la parte final de la segunda parte del tremor (15~19.5 horas), del día 17 de diciembre del 2000.

Las localizaciones del tremor armónico corresponden a los lugares donde se generaron las mayores amplitudes en un momento dado y nos indican el movimiento de un flujo de material a lo largo de los conductos, grietas y reservorios dentro del volcán. El tremor se genera por presión a lo largo de varios de los conductos del volcán y las amplitudes corresponden esencialmente a los lugares donde hay mayor obstrucción y presión, probablemente debido a el tránsito del magma hacia la superficie.

Las variaciones en las localizaciones de la primera parte con respecto a la segunda, tuvo diferencias en cuanto a la profundidad como podemos observar en la Figura 4.12. Como ya se mencionó anteriormente, las amplitudes de la segunda parte estuvieron ubicadas por arriba de las localizadas en la primera parte, esto puede ser atribuido a que en la etapa inicial del tremor los conductos se encontraban parcialmente obstruidos en su parte más alta y el tránsito del magma hacia la superficie tendría que ir abriendo los conductos. Para la segunda parte del

tremor, los conductos ya no se encontraban tan obstruidos en su parte baja, aunque en la parte superior ya se encontraba parte del domo, lo que ocasionaba obstrucción y por consiguiente los cambios de presión que generaban el tremor se llevaban a cabo en la parte más superficial de estos conductos.

En la segunda parte del tremor, después de varias horas de gran actividad, está decayó sustancialmente, por lo que se presentaron explosiones y exhalaciones, dando fin al tremor armónico e iniciando una etapa de tremor espasmódico. Las frecuencias de este nuevo tremor eran muy parecidas al armónico, por lo que adicionalmente al crecimiento del domo probablemente este se estaba desgasificando debido a la separación de volátiles del nuevo magma que ascendía

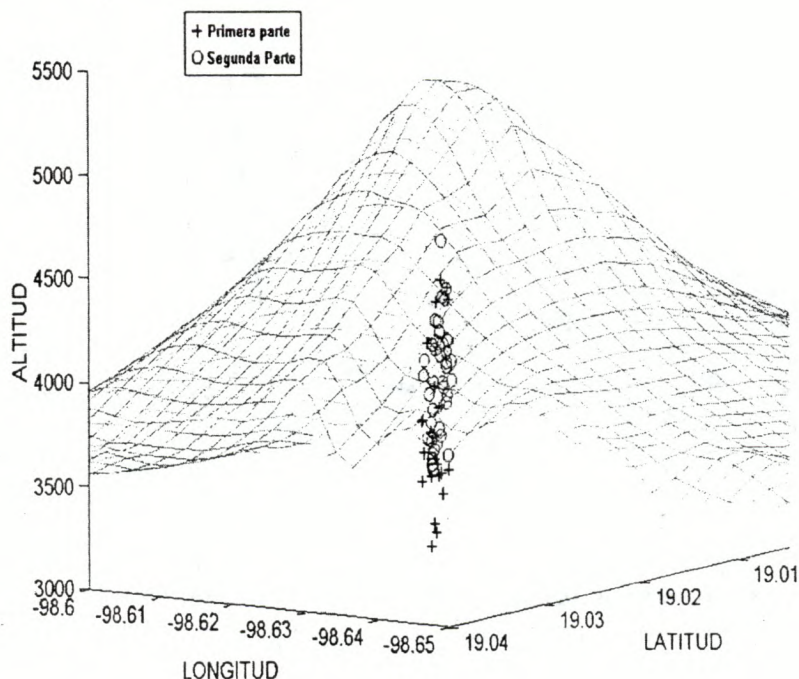


Figura 4.12.- El volcán Popocatépetl y la localización para las dos partes del tremor, se observa que la segunda parte (o) estuvo ubicada por arriba de la primera (+).

IV.1.1.2 Velocidades de Ascenso

Para las dos etapas del tremor sé graficó la variación de la elevación de la localización en función del tiempo de su duración. Para la primera parte se puede ver que las primeras dos horas (1-4 paquetes), se ubicaron por arriba de los 4200 msnm. Después de está etapa, se presentaron lapsos periódicos de ascenso de material, que tuvieron duraciones entre 1 y 4 horas como se observa en la Figura 4.13, en donde se aprecian 7 diferentes velocidades de ascenso de la columna de magma. Estos ascensos iniciaban en las zonas más profundas de los conductos localizadas entre 3150 y 3550, y concluían en alturas de hasta 3800 msnm, salvo con una excepción que llego hasta los 4400 al terminó de esta parte del tremor. Las velocidades de ascenso para la primera parte se calcularon para diferentes trayectorias y se pueden observar en la Tabla IV.1

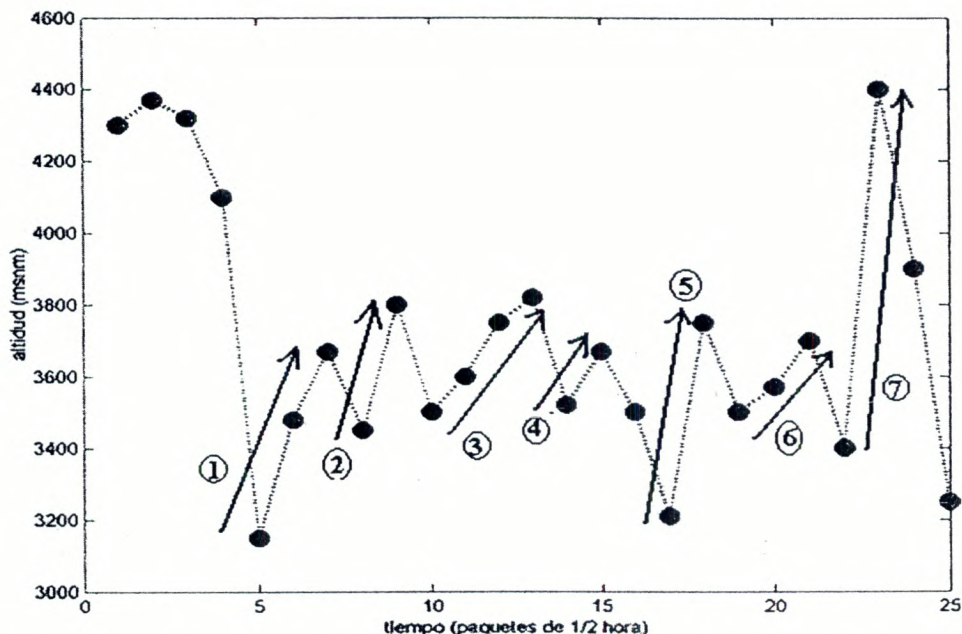


Figura 4.13. Variación de la ubicación con respecto del tiempo para la primera parte del tremor.

Las velocidades de ascenso estuvieron en un rango de valores de entre 0.055 hasta 0.555 m/s, con un promedio de 0.196 m/s, esto asumiendo que el cambio de presión generado por el material en ascenso registrado en la parte más profunda sea el mismo que el producido en la parte más somera de los conductos. Para las primeras cuatro horas del tremor (0-4 horas), las velocidades estuvieron entre 0.152 y 0.194 m/s. En esta parte los paquetes eran regulares y el tiempo entre paquetes eran grandes pero disminuían conforme transcurría el tiempo. Para las siguientes cuatro horas (4-8 horas), las velocidades calculadas estuvieron en el orden de 0.055 m/s, en este período se presentó la mayor actividad, ocurriendo paquetes grandes de tremor y regulares espaciados entre ellos por algunos pocos segundos. Para el último período (8-12.5 horas), las velocidades se mantuvieron por arriba de los 0.277 m/s, salvó una trayectoria con una velocidad 0.055 m/s. En este último periodo, se seguían manteniendo las duraciones de los paquetes de tremor constantes y regulares, aunque el tiempo de quietud entre paquetes aumento hasta que finalizó esta etapa.

Tabla IV.1. velocidades para la primera parte del tremor

Trayectorias	Velocidad (m/s)
1	0.152
2	0.194
3	0.055
4	0.055
5	0.305
6	0.055
7	0.555

En la segunda parte del tremor, se siguieron presentando estos ascensos periódicos de la columna de material magmático. Ahora los ascensos se iniciaron a partir de los 3500 y llegaron hasta los 4600 msnm. Las duraciones de estos ascensos fueron de 1 hasta 2 horas, como se observa en la Figura 4.14. A diferencia de la primera etapa para este lapso del tremor, las localizaciones se mantuvieron ligeramente 300 metros por encima, la razón es debida probablemente a la obstrucción o mayor presión de los conductos superficiales por la presencia del domo de lava parcialmente emplazado durante la primera etapa.

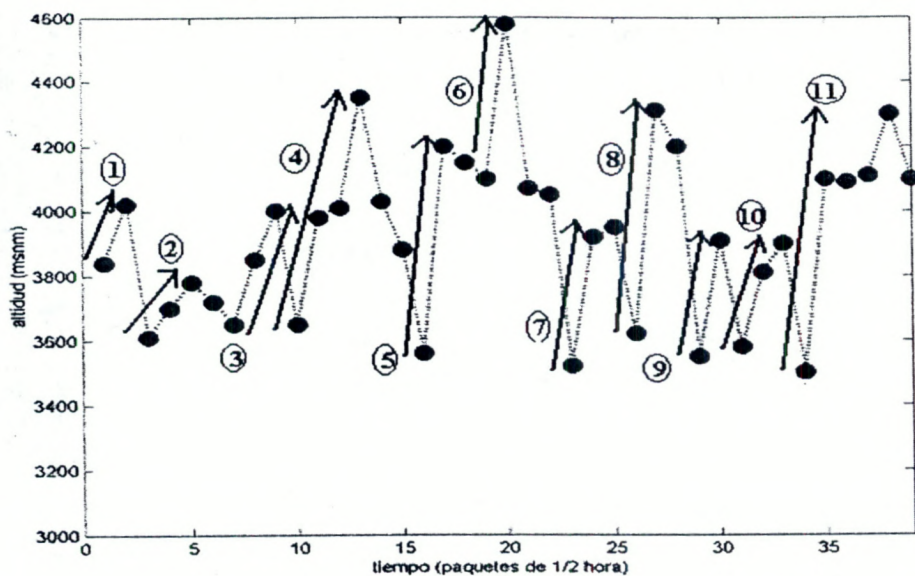


Figura 4.14.- Trayectorias de ascenso de material para la segunda parte del tremor.

Para esta etapa se calcularon 11 velocidades de ascenso de la columna de magma, como se muestra en la Tabla IV.2

Tabla IV.2. Velocidades para la segunda parte del tremor

Paquetes	Velocidad (m/s)
1	0.105
2	0.055
3	0.111
4	0.138
5	0.333
6	0.277
7	0.125
8	0.277
9	0.166
10	0.069
11	0.111

Las velocidades se mantuvieron entre 0.055 y 0.333 m/s. En las primeras 6 horas los paquetes de tremor se mantuvieron con duraciones regulares y periodos grandes de quietud entre estos paquetes, las velocidades estuvieron entre 0.055 y 0.105 m/s. En las siguientes cuatro horas, la actividad aumentó considerablemente casi volviéndose constante. Las velocidades se elevaron y se mantuvieron de 0.111 a 0.138 m/s. Para las siguientes cuatro horas la actividad disminuyó y las velocidades estuvieron en el orden de 0.277 a 0.333 m/s, y únicamente una de 0.125 m/s. Para las siguientes cuatro horas la actividad aumentó de nuevo, presentándose una exhalación de ceniza y gases. Las velocidades de este periodo estuvieron entre 0.277 y 0.166 m/s. En las últimas horas del tremor las velocidades descendieron de 0.069 a 0.111 m/s, en este periodo de tiempo también se presentó una exhalación de gas y ceniza moderada.

Las velocidades calculadas para los dos periodos de tremor se mantuvieron entre 0.055 y 0.555 m/s. Velocidades calculadas en otros volcanes para las partes de los conductos más superficiales como por ejemplo en la erupción del 18 de mayo de 1980 en el monte St. Helens fue de 0.6 a 0.7 m/s, y para los periodos de construcción de domos de 1981 y 1982, se mantuvo entre 0.014 y 0.028 m/s. En la erupción de 1991 en el volcán Unzen en Japón las velocidades estuvieron entre 0.007 y 0.3 m/s (Rutherford *et al.*, 2000). Las velocidades en los crecimientos de los domos del Santa Helena y del Unzen muestran velocidades bajas a medias, comparadas con el rápido crecimiento del domo del volcán Popocatepetl en diciembre del 2000, aunque las velocidades del magma para erupciones plinianas como la del 18 de mayo de 1980 del volcán Santa Helena llegan hacer más altas.

IV.1.1.3 Modelo del tubo de Organo

Fue posible observar una variación importante de la amplitud de las frecuencias del tremor en los dos episodios. En la primera parte del tremor las máximas amplitudes espectrales registradas fueron del orden de $1.37 \mu\text{m}$ a $2.74 \mu\text{m}$ y correspondieron a la frecuencia f_1 que abarcaba en la mayoría del tiempo los 1.20 Hz. Para la segunda frecuencia f_2 en el rango de 2.70 a 3.00 Hz y se observaron amplitudes de 0.68 a $1.37 \mu\text{m}$, y finalmente en la frecuencia f_3 entre 4.00 y 4.20 Hz y se presentaron amplitudes de hasta $0.54 \mu\text{m}$.

En la segunda parte del tremor ocurrieron algunos cambios; la primera frecuencia f_1 se mantuvo en 1.0 Hz la mayoría del tiempo que estuvo presente, y sus amplitudes bajaron a $0.68 \mu\text{m}$. La segunda frecuencia que estuvo presente todo el tiempo en 2.00 Hz y en esta frecuencia se observaron las mayores amplitudes, llegando hasta $2.05 \mu\text{m}$ para Canario y de $0.69 \mu\text{m}$ para Chipiquixtle. Finalmente la frecuencia f_3 se presentó en 3.00 Hz y duró poco tiempo y con muy baja amplitud.

Estas variaciones de la frecuencia pueden ser atribuidas a un cambio en la geometría de los conductos por variación de los fluidos dentro de ellos, como lo demostró McNutt (1986). El analiza y compara señales de baja amplitud producidas por agua fluyendo a través de túneles de descarga de la represa Tarbela en Pakistán, y los compara con tremores de volcanes de Centro América y Alaska. McNutt obtiene las frecuencias dominantes para los tremores y las señales de las represas, y con estas frecuencias calcula la longitud del túnel de descarga, basándose en la relación para el modo fundamental de un tubo de órgano, con dos salidas cerradas por sus extremos. La relación de la longitud del conducto y la longitud de onda del tremor es

$$L=\lambda/2 \quad (1)$$

donde L =longitud en kilómetros

λ =longitud de onda en kilómetros.

Para calcular la longitud la longitud de onda λ se utiliza la relación $\lambda = V/f_0$, donde V es la velocidad de ondas P en km/s y f_0 es la frecuencia dominante en Hz.

Trabajos anteriores se han realizado en el Popocatepetl como el elaborado por Lermo *et al.*, (1995), el analizó eventos LP's y tremores del volcán Popocatepetl, utilizando una velocidad de ondas P de 2 km/s, con frecuencias f_0 de 2.6, 1.1 y 0.6 Hz para eventos 'tipo B' y de 20, 19, 13, 12 y 9 Hz para tremores, encontrando longitudes de 0.38, 0.90 y 1.66 km, para los eventos 'tipo B' y de 0.050, 0.052, 0.070, 0.080 y 0.110 km respectivamente para los tremores.

De igual forma Arciniega (1997), utiliza esta relación pero lo hace para el caso de un tubo de órgano cerrado por uno de sus lados $l_c = \lambda/4$ y con una velocidad de ondas P de 1.3 km/s, este valor fue propuesto por Kieffer (1977) para un fluido mixto con contenidos de agua, vapor y gases magmáticos, ella encuentra frecuencias de 0.79, 0.93, 1.13, 1.42, 1.71, 1.80, 2.14, 3.03 y 4.00 Hz, para los tremores y frecuencias muy parecidas en eventos LP's, y obtiene longitudes de 0.406, 0.344, 0.282, 0.226, 0.187, 0.180, 0.156, 0.106 y 0.080 km respectivamente.

Lermo en 1999 vuelve a obtener valores de 2, 0.9 y 0.15 Hz, con variaciones de ± 1 Hz y encuentra para esos mismos valores utilizando $\lambda/4$, $\lambda/2$ y $\lambda/3$, longitudes de 0.25, 1.11 y 4.44 km, de forma que la frecuencia más alta le corresponde la longitud más pequeña y la profundidad más somera, y para la frecuencia más pequeña la longitud del conducto más larga, y la mayor profundidad, de tal forma que el conducto más largo tiene conexión con la cámara magmática.

Con las frecuencias del tremor generado durante los días 15, 16 y 17 de diciembre se propone longitudes de los conductos basados en el modo fundamental de un tubo de órgano con dos salidas cerradas por sus extremos. Los promedios de las frecuencias registradas en la primera parte fueron para $f_1=1.20$, $f_2=2.71$, y $f_3=4.08$ Hz. Para la segunda parte los promedios de estas frecuencias estuvieron en $f_1=1.06$, $f_2=2.00$ y $f_3=3.00$ Hz. Para el cálculo de la longitud de los conductos las frecuencias utilizadas serán las observadas en las dos etapas, que son aproximadamente de 1.13, 2.00, 2.85 y 4.00 Hz.

El modelo del tubo de órgano de dos salidas cerradas se propuso debido a que el material, al ir ascendiendo hacia la superficie, encontraba material previamente emplazado en los conductos más superficiales y en la parte del cráter, por lo que el sistema por los dos extremos se encontraba cerrado. La velocidad propuesta de ondas P es de 2 km/seg en el magma, que es el valor mas alto que se puede esperar en un magma McNutt (1986). La relación para la longitud del conducto L y longitud de onda es la de un tubo con dos extremos cerrados.

$$L=\lambda/2$$

En la Tabla IV.3 se observan los valores obtenidos para las longitudes de onda del tremor armónico, así como las longitudes de los conductos.

Tabla IV.3

Frecuencia	Longitud de Onda λ (km)	Longitud del Conducto l_c (km)
1.13	1.769	0.844
2.00	1.000	0.500
2.85	0.701	0.350
4.00	0.500	0.250

IV.1.1.4 Modelo Conceptual del Volcán.

De acuerdo a las frecuencias registradas a lo largo de todo el periodo del tremor, se propone un modelo esquemático de los conductos del volcán. Como sabemos, las localizaciones del tremor corresponden a la ubicación de la frecuencia con mayor amplitud calculada con los espectros de amplitudes. La combinación de diversos ductos con geometrías variadas y la existencia de otros conductos laterales explica la complejidad de los espectros como lo menciona (Schik *et al.*, 1982) pues la aparición de múltiples resonancias se atribuye a las variaciones de los conductos de emisión, que pueden aproximarse a una superposición de diversos tubos de órganos. De modo que en la primera parte del tremor las mayores amplitudes correspondían a frecuencias de 1.13 Hz, para la segunda parte las mayores amplitudes tuvieron el valor de 2.00 Hz.

La ubicación de las longitudes de los conductos de la primera parte del tremor corresponde a las frecuencias de 1.13 Hz, que representa una longitud de 0.844 km y que inicia a la elevación de 2750 msnm. Entre los 3550 y 3800 msnm se encuentra una zona en donde se presentan tanto eventos de 1.13 como de 2.00 Hz. En esta parte del volcán existe una división entre los dos conductos de las dos diferentes frecuencias que tenían las mayores amplitudes.

Arriba de esta zona se presentaron la mayoría de los eventos con amplitudes máximas en la frecuencia de 2.00 Hz. Para esta frecuencia se calculó una longitud de conducto de 0.5 km. Por arriba del conducto de la frecuencia de 2.00 Hz, se acomodaron las frecuencias de 2.85 y 4.00 Hz, y sus respectivas longitudes de conductos de 0.350 y 0.250 km. El modelo propuesto se observa en la Figura 4.15.

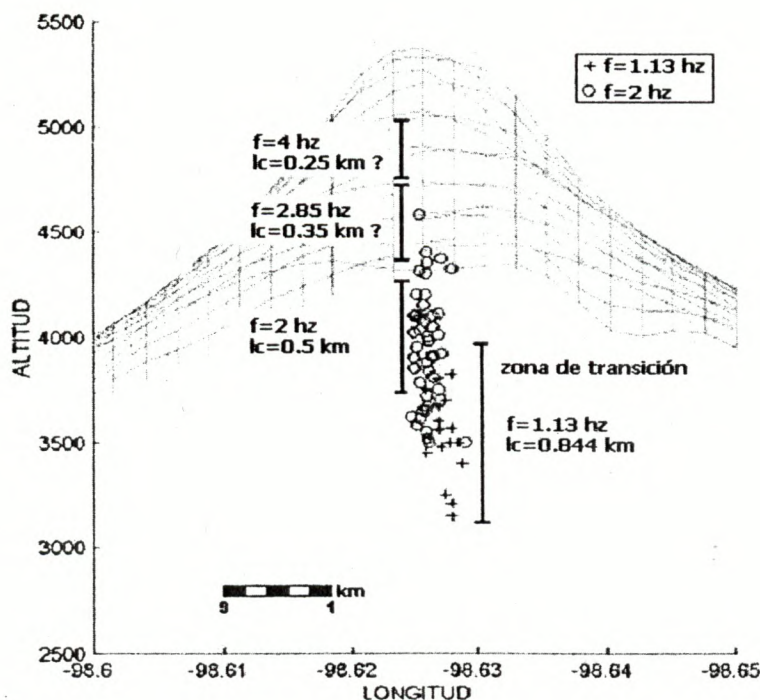


Figura 4.15.- En base al modelo de tubo de órgano y la localización del tremor se presenta un modelo esquemático del volcán en su parte más superficial.

IV.2 Correlación del Tremor con la Deformación.

El monitoreo volcánico debe tomar en cuenta todos los parámetros posibles para poder conocer la condición del volcán. Por esta razón basarse únicamente en un solo parámetro de medición podría proporcionar una evaluación incorrecta del comportamiento del volcán.

La actividad, como hemos mencionado anteriormente, tuvo sus inicios a principios de noviembre, presentándose una gran cantidad de eventos volcano-tectónicos, emisiones de ceniza, así como eventos LP's, que indicaban una desgasificación de magma en ascenso. Al comienzo de diciembre se siguieron presentando una gran cantidad de eventos volcano-tectónicos, y a partir del día 12 ocurrieron grandes exhalaciones que indicaban una mayor desgasificación y ascenso rápido del material hasta las partes más superficiales de los conductos.

Un parámetro importante en el monitoreo de volcanes activos es la evaluación de la deformación del edificio volcánico, la cual puede ser determinada por los inclinómetros que se encuentran en las laderas del volcán. Los inclinómetros localizados en el Popocatepetl tienen componentes 'x' y 'y', las cuales están orientadas de tal forma que la bisectriz entre estos dos ejes apunta hacia el cráter del volcán. Los valores obtenidos por los inclinómetros del volcán Popocatepetl durante el tremor armónico de la primera parte del tremor, tuvieron valores para la estación de Nexpayantla (PIN) de -34 a 5 microradianes en la componente 'x' y de -18 a 27 en la componente 'y'. Para la estación localizada en Chipiquixtle (PIX), los valores fluctuaron de -70 a 58 en la componente 'x', y en la componente 'y' fueron de -100 a 80 microradianes, como se puede observar en la Figura 8.16.

En la grafica se observa una correlación de la energía sísmica liberada acumulada (RSAM 10 min) de la estación Canario en su componente vertical y los valores de inclinación en la estación Chipiquixtle (PIX) en sus dos componentes para las dos etapas de tremor. La pendiente de la energía sísmica indica que tanta actividad existía en ese momento, y se puede ver claramente que cuando la pendiente aumenta los valores de inclinación variaban de valores positivos a negativos, lo que indicaba que el volcán se inclinaba en el momento del ascenso del magma por los conductos.

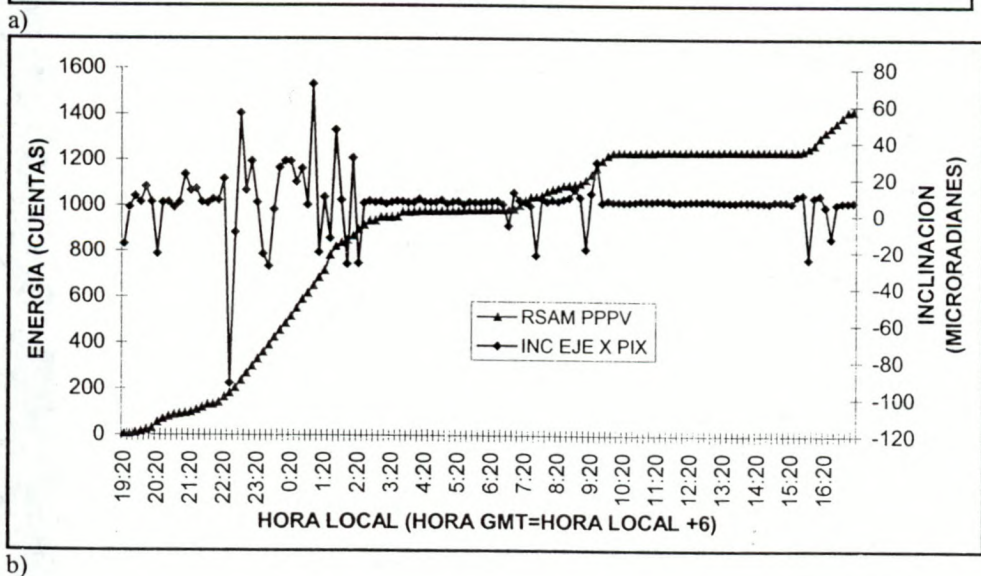
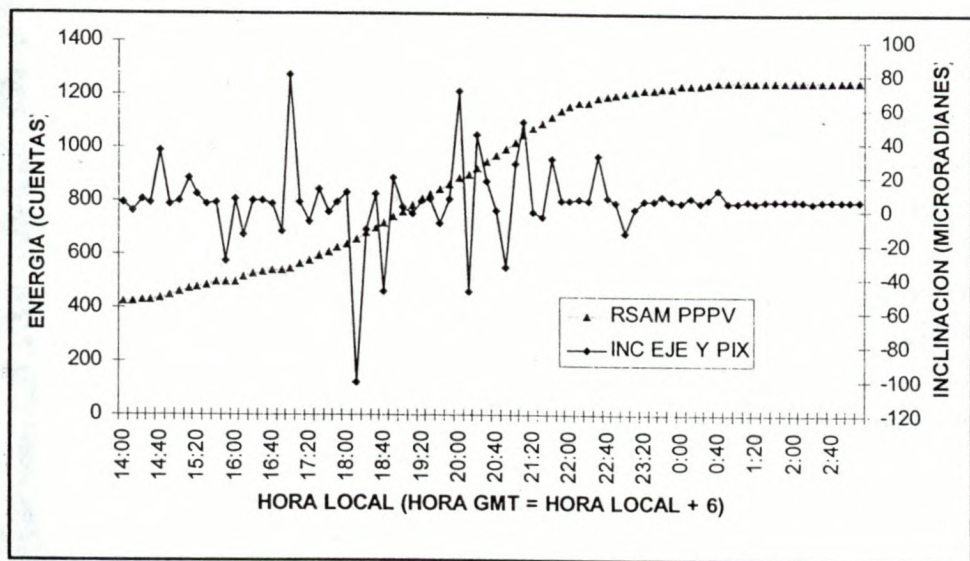


Figura 4.16.-Relación que existe entre la energía acumulada de la estación en Canario Vertical (PPPV) durante la primera parte del temblor del día 15 al 16 de diciembre, y la inclinación en la estación de a) Chipiquixtle (PIX) para la componente 'y', b) la misma relación de energía y deformación para la segunda parte del temblor del día 16 al 17 de ese mismo mes, para Canario Vertical (PPPV) y el inclinómetro en Chipiquixtle (PIX) para la componente 'x'. En ella se observa una correlación de la energía sísmica liberada y las deformaciones que llegan a tener hasta -100 microradianes en las dos componentes.

Para la segunda parte del tremor las deformaciones estuvieron en el rango de -23 a 10 microradianes para la componente 'x', y de -48 a 52 microradianes en la componente 'y' de la estación Nexpayantla. Para la estación en Chipiquixtle los valores estuvieron entre -90 y 70 microradianes en la componente 'x', y de -50 a 100 para la componente 'y'.

Las deformaciones encontradas con otros métodos como el EDM, sugieren que estas deformaciones están asociadas a fuentes de presión (utilizando el modelo de Mogí, 1957), con profundidades similares a las propuestas por la localización de los tremores que varían de 3000 a 4600 msnm aproximadamente (Servando De la Cruz, comunicación personal).

IV.3 Volumen del Domo de Lava

El volumen calculado del domo emplazado los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000, con base a fotografías aéreas fue de entre 15 y 19 millones de metros cúbicos. La Figura 4.17 se muestra una fotografía del domo parcialmente emplazado el día 16 de diciembre por la mañana. Suponiendo que la duración del tremor es el mismo tiempo en que se formó el domo de lava, el tiempo del emplazamiento es de 32 horas aproximadamente. La tasa de emisión se calculó entre 180 y 200 m^3/s (Bulletin of the Global Volcanism Network, BGVN Vol 25: No.12). Valores calculados para magmas de composición andesítica a riolítica andan de 5 a 10 m^3/s para domos lavicos, y de hasta más de 10^4 m^3/s para erupciones plinianas, (Araña, *et al* 1984). La tasa de emisión de lava en el Popocatepetl durante el mes de diciembre del 2000 es la más alta registrada en el volcán, desde su reactivación el 21 de diciembre de 1994.

Para calcular el volumen alojado dentro de los conductos antes de salir a la superficie se calculó la densidad de la andesita a 2 kilómetros de profundidad, la cual es de 2557 kg/m^3 a 1000°C (Spera, 2000). En la superficie la densidad es de 2550 kg/m^3 , con lo cual el volumen dentro de los conductos se expandirá 1.0029 veces en la superficie. Si sabemos el volumen total del domo emplazado en la superficie, el cual fue calculado en 19×10^6 m^3 , el volumen dentro de los conductos es de 18.945×10^6 m^3 . Si observamos las elevaciones en donde

comienzan las localizaciones de los tremores hasta la superficie podemos ver que esta zona tiene una longitud aproximadamente de 2000 m.

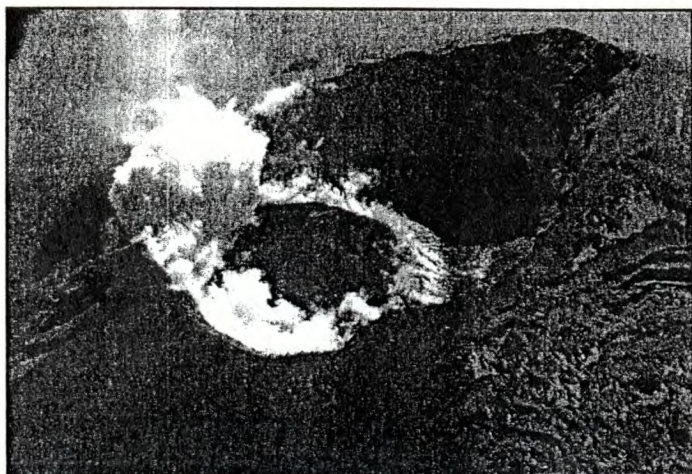


Figura 4.17. Fotografía del domo del día 16 de Diciembre del 2000.
tomada de (<http://www.volcano.si.edu/gvp/volcano/region14/mexico/popo/var.htm>).

Considerando el volumen de un cilindro ($\pi r^2 \times (2000\text{m})$), podemos encontrar el radio de este volumen de magma, el valor es de 54.91 m, esto es asumiendo que el cilindro está completamente lleno de magma. Obviamente el volumen extruido no es todo el volumen contenido dentro de los conductos, debido a que los diferentes eventos explosivos durante diciembre del 2000 y enero del 2001 representan más ascenso de fluidos, gases y magma que empujan al material ya emplazado dentro de los conductos hacia la superficie.

La presión calculada para una profundidad de 2500 metros, que es la base del material ya acomodado dentro de los conductos, está dada por $P(z) = P_a + \rho_r g z$; donde P_a es la presión atmosférica, ρ_r es la densidad de la roca encajonante y z es la profundidad (Jaupart, 2000). Si calculamos la presión a una profundidad de 2000 m, que es la profundidad de la base de las localizaciones de los tremores podemos calcular la presión mínima necesaria del magma para ascender hacia la superficie desde esta profundidad. La presión es de 50.132 Mpa, o 497.76

atmósferas. Con estos valores podemos calcular la presión mínima necesaria para que el magma ascienda y empuje al material emplazado en los conductos más superficiales del volcán hacia el exterior.

IV.4 Erupción

Las erupciones de tipo vulcaniano llegan a ser de pequeñas a moderadas, inyectan material fragmentado a alturas menores de 20 km, en intervalos de tiempo de segundos a minutos, estas erupciones se caracterizan por ser discretas y violentas, así como el lanzamiento de bloques y bombas de distintos tamaños, en las explosiones está involucrada una onda compresional de aire, producto del calentamiento súbito del aire. Algunas hipótesis acerca del modelo eruptivo proponen que el incremento de presión es causado por la exsolución de los volátiles, el sobrecalentamiento de agua subterránea y la cristalización de algunos minerales.

Cálculos hechos con la cristalización de la microlita, demuestran que puede aumentar la presión en un domo de lava y sus conductos interiores, en valores de décimas de Mpa, lo que causa que el domo finalmente falle. El modelado con la microlita usando mezclas de magmas andesíticos, demostró como el nivel de presurización puede aumentar de minutos a horas, formando bolsas de gas. Estos resultados explican las erupciones en pulsos. (Morrissey *et al.*, 2000).

Los magmas involucrados en estas erupciones van de andesíticos basálticos a dacíticos, ya que debido a su alta viscosidad se hace difícil que los gases volcánicos producto de la exolución de los volátiles, la cristalización del magma y el sobrecalentamiento de agua subterránea, se escapen excepto bajo presión extrema, lo que conduce al comportamiento explosivo.

Las explosiones estrombolianas, son provocadas por las burbujas de gas que se escapan del magma en zonas relativamente profundas y aumentan de volumen al alcanzar el techo de la columna magmática, a niveles superficiales. En un modelo de explosión estromboliana se admite que el magma permanece en reposo siendo las burbujas de gas las que se aproximan a la superficie (Araña *et al.*, 1984).

El proceso de cada explosión corresponde a la evolución de una o varias burbujas. La principal característica de estas erupciones es la persistente actividad, que implica un continuo aunque escaso aporte de magma de zonas profundas. También puede intervenir un pequeño aporte de agua a la columna magmática como desencadenante de estas pequeñas explosiones, ya que se piensa que casi en todas las erupciones hay episodios controlados por la interacción del magma con agua meteórica (subterránea o superficial)

Después de haberse emplazado el domo de lava, los días 15, 16 y 17 de diciembre transcurrieron aproximadamente 26 horas de reposo entre el final del tremor y la erupción misma. La actividad observada los días 18 y 19 de diciembre estuvo principalmente formada por explosiones discretas de algunos cuantos minutos, acompañadas por una constante y regular emisión de gases y cenizas que llegaban a durar varias horas como se puede observar en la Figura 4.18, en donde se puede ver un modelo esquemático de este tipo de explosiones. La actividad consistió de la expulsión de grandes fragmentos de rocas, que al salir volando y caer en las pendientes del volcán se partían y rodaban dando la impresión de ser derrames de lava.

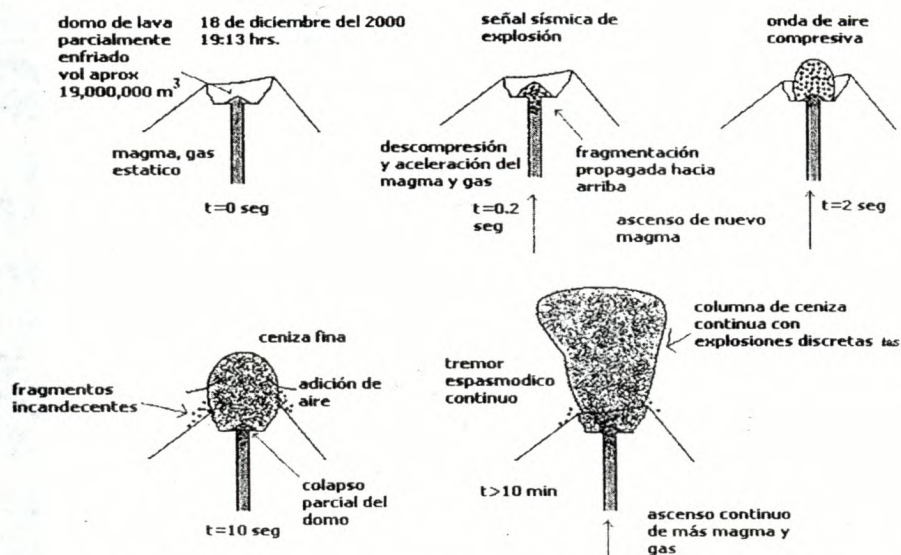


Figura 4.18.- Modelo esquemático de lo que ocurrió el 18 de diciembre del 2000, el inicio de la erupción comenzó a las 19:13 hrs.

La erupción del 18 al 19 tuvo periodos de gran actividad, como se puede observar en la Figura 4.19, en donde se presenta una relación de la energía RSAM, eventos diarios, RSAM acumulado para Chipiquixtle y la componente de 'y' en la estación de Nexpayantla, para el periodo del 15 al 21 de diciembre. La erupción comenzó a las 19:13 del día 18 de diciembre del 2000 y duró aproximadamente 2 horas con 51 minutos, hubo un descanso de 2 horas con 17 minutos. La siguiente etapa duró aproximadamente 5 horas con 8 minutos y hubo un descanso de 5 horas aproximadamente, finalmente se presentó un periodo con mayor actividad el cual tuvo una duración de 12 horas con treinta minutos.

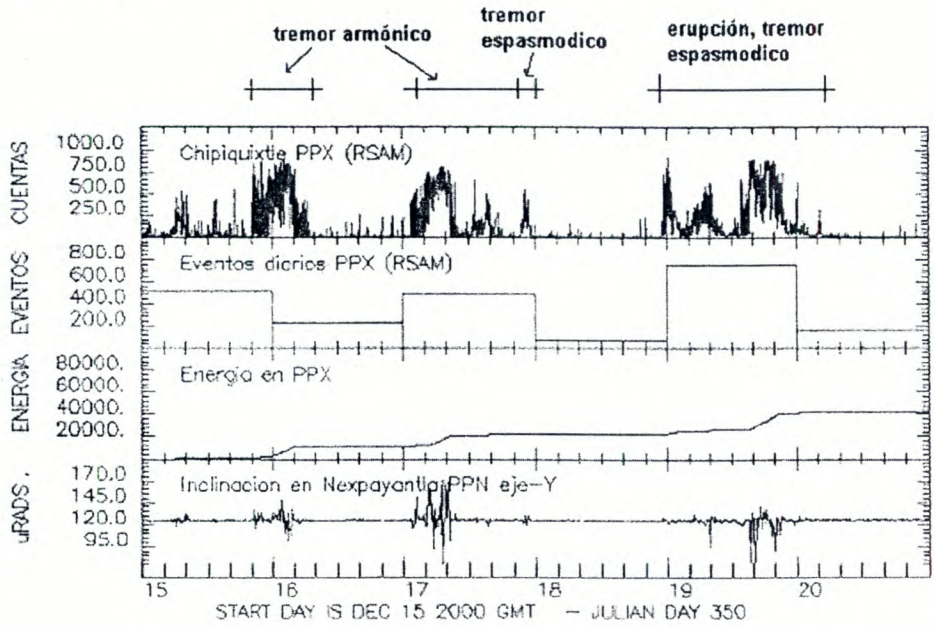


Figura 4.19.-Comparación de la energía de RSAM(10 min), eventos diarios, energía acumulada, para la estación de Chipiquixtle (PPX) y la deformación en Nexpayantla (PIN) en la componente 'y'. Se observa desde el día 15 de diciembre hasta el 21 (hora GMT), la energía liberada correlacionada con la deformación.

Como hemos mencionado ocurrieron varias explosiones que duraban unos cuantos minutos, dando la apariencia de ser fuentes comúnmente observadas en actividad estromboliana, por lo

que la erupción del 18 y 19 de diciembre se podría considerar un evento híbrido tanto de actividad estromboliana como de vulcaniana.

IV.5 Índice de Explosividad (VEI)

El índice de explosividad propuesto por Newhall y Self (1982) combina varios parámetros para definir un nivel de explosividad en las erupciones. Los parámetros en los que se basa principalmente este índice son, una descripción general de la erupción, volumen emitido, altura de la columna, duración, inyección troposférica e inyección estratosférica entre otras, el número asociado al índice tiene que ver de manera ascendente con el tipo de erupción, como se puede observar en la Tabla IV.4, en donde se muestra este índice de explosividad, así como el tipo de erupción, ejemplos, y algunos criterios de evaluación.

Tabla IV.4. Tomada de <http://volcano.und.nodak.edu>.

VEI	Descripción	Altura de la Pluma	Volumen m^3	Tipo de Erupción	Que tan a menudo	Ejemplo
0	No-explosiva	<100 m	< 10^4	Hawaiano	diario	Kilauea
1	Pequeña	100-1000 m	10^4 - 10^6	Haw/Estromboliana	diario	Stromboli
2	Moderada	1-5 Km	10^6 - 10^7	Estrom/vulcaniana	semanal	Galeras 1992
3	Moderada a Grande	3-15 km	10^7 - 10^8	Vulcaniana	anualmente	Ruiz 1985
4	Grande	10-25 km	10^8 - 10^9	Vulc/pliniana	10 años	Gaunggung
5	Muy grande	>25 km	10^9 - 10^{10}	Pliniana/ultrapliniana	100 años	Sta Helena 1980
6	Muy grande	>25 km	10^{10} - 10^{11}	Ultrapliniana	100 años	Krakatau, 1888
7	Muy grande	>25 km	10^{11} - 10^{12}	Ultrapliniana	1000 años	Tambora, 1815
8	Muy grande	>25 km	> 10^{12}	Ultrapliniana	10 000 años	Yellowstone, 2 MA

La actividad eruptiva de diciembre del 2000 del volcán Popocatepetl alcanzó una altura de más de 3 km por arriba de su cráter, y arrojó aproximadamente $3.8 \times 10^6 m^3$ que es aproximadamente el 20% del volumen del domo calculado en base a fotografías aéreas del día

23 de ese mismo mes. Con estos datos, a esta actividad se le asignó un valor VEI ≤ 2 . Para la explosión del 22 de enero del 2001, se le asignó un VEI=3, debido a que la altura de la columna se calculó entre 8 y 10 km sobre el cráter, la clasificación de la erupción fue vulcaniana. La duración del evento fue de varias horas divididas en diferentes pulsos y la inyección troposférica fue sustancial.

IV.6 Energía Sísmica

En cuanto a la energía sísmica liberada la Figura 4.20, muestra la energía sísmica RSAM(10 min) acumulada del mes de diciembre del 2000. Podemos ver que para el período del 1 al 15 de diciembre se liberó un 19.55% de toda la energía sísmica de diciembre. En este lapso se presentaron eventos volcano-tectónicos, enjambres de eventos LP's, así como exhalaciones y lapsos de tremor armónico de baja amplitud

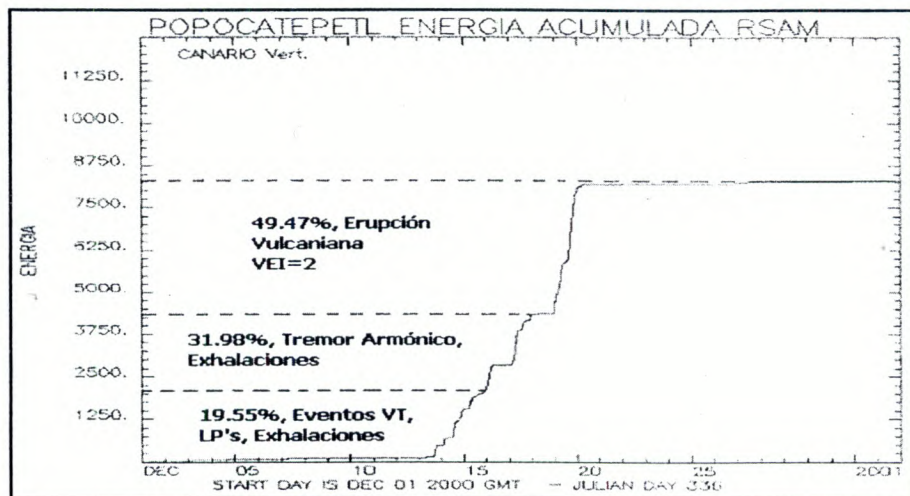


Figura 4.20.- Energía Acumulada RSAM(10 min), para la estación Canario Vertical (PPPV). Se observa el total de la energía acumulada durante todo el mes de diciembre del 2000, distinguiéndose tres diferentes partes. La primera con eventos volcano-tectónicos, eventos LP's, y exhalaciones. La segunda parte presenta tremor armónico de gran amplitud, con exhalaciones menores, y finalmente la erupción estromboliana-vulcaniana de Índice de Explosividad (VEI) menor o igual a 2.

En una segunda etapa de actividad se presentó el tremor armónico de gran amplitud el cual liberó un 32% del total de la energía. Finalmente durante la erupción de los días 18 y 19 así como en algunas explosiones al final de diciembre se liberó un 49.47% de la energía sísmica.

V CONCLUSIONES

La actividad de diciembre del 2000, en el volcán Popocatépetl ha sido la más importante desde su reactivación en diciembre de 1994 y hasta junio del 2001.

El tremor armónico generado durante los días 15, 16 y 17 de diciembre presentó duraciones y amplitudes no registradas desde el inicio de la actividad en diciembre de 1994. Es por esta razón que el desarrollo de esta señal indicaba el emplazamiento de un nuevo domo de lava con una tasa de emisión alta, por lo que las probabilidades de explosiones en el cráter, eran grandes.

Los temblores se presentaron en forma de paquetes. En la primera parte el 20% de todos estos paquetes tuvo duraciones de 50 seg aproximadamente, con una media de 57 seg. En la segunda parte, los paquetes con duraciones de 70 seg representaron más del 12% del total de los paquetes medidos y las duraciones de todos estos temblores tuvieron una media de 210 seg. La gran variación de la media de la primera parte con respecto a la segunda, es debida principalmente a que ocurrieron exhalaciones con duraciones de más de 6 minutos, las cuales modificaban la duración promedio del tremor.

En cuanto a la duración de periodos de quietud sísmica entre los paquetes del tremor, para la primera parte un 30% de estos periodos de reposo tuvo duraciones de 20 segundos, con una media de 46 seg. En la segunda parte un 25% del total de lapso de reposo se encontró en 10 seg, con una media de 183. La gran dispersión del mayor porcentaje con la media es producto de que hubieron periodos más grandes de reposo en esta segunda etapa, probablemente debido a que se tenían que generar mayores presiones para que el magma ascendiera hacia la superficie, ya que en esta etapa una parte del domo se encontraba emplazado en la base del cráter. La duración de estos paquetes en su gran mayoría de 50 a 70 segundos y de los periodos de quietud, indica que el magma asciende en forma pulsante, en donde la columna de magma se concentra en un lugar y acumula presión para seguir avanzando hacia la superficie.

Para la primera etapa un 20% de la localización de los tremores se encontró por encima de los 4000 msnm, un 56% entre 3500 y 4000 msnm, y un 24% para los eventos menores a 3500 msnm. Para la segunda parte del tremor un 44% se encuentran por encima de los 4000 msnm, un 53.5% entre 3500 y 4000 msnm y un 2.5% para eventos localizados por debajo de los 3500 msnm. La variación de las localizaciones de la primera parte con respecto a la segunda, fue debido probablemente a una disminución en la obstrucción de los conductos entre los 3100 y 3500 msnm.

Las velocidades de ascenso del magma calculados para los dos periodos de tremor se mantuvieron entre 0.055 y 0.555 m/s. Comparadas con otros crecimientos de domos en otros volcanes (Santa Helena 1981, 1982, Unzen 1991) indican una alta velocidad de ascenso del magma que está correlacionada con la gran tasa de emisión calculada entre 180 y 200 m³/s, para un domo de aproximadamente 19×10^6 m³.

En la primera etapa del tremor se registraron tres diferentes frecuencias: 1.20, 2.70 y 4.00 hz. Para la segunda parte, las frecuencias se mantuvieron en 1.06, 2.00 y 3.00 Hz en promedio. Siguiendo el modelo de un tubo de órgano de dos salidas se calculó la longitud de los conductos en 0.844, 0.500, 0.350 y 0.250 km para las frecuencias de 1.13, 2.00, 2.85 y 4.00 hz, que son las frecuencias promediadas de las dos etapas. La longitud del conducto de 0.84 km se colocó sobre los 3100 msnm, después el conducto de 0.5 km a una altura de 3750, con una zona de transición de los dos ductos entre los 3750 y 4000 msnm. Por arriba del conducto de 0.5 km se colocaron los conductos de 0.35 y 0.25 km.

El tremor y los eventos LP's, tienen similitudes en sus características espectrales, por lo tanto es probable que tengan la misma fuente, lo que sugiere que los lugares en donde se generan los LP's, se localizan a las mismas profundidades que el tremor; entre los 3100 y los 4500 m aproximadamente, dependiendo de su contenido de frecuencias.

La erupción de diciembre siguió un patrón de comportamiento sísmico observado en otros volcanes para erupciones. Inicialmente se presentaron enjambres de eventos tipo volcanotectónicos en los primeros días de noviembre y diciembre lo que indicaba una nueva intrusión

de magma en ascenso. Para mediados de noviembre se presentaron enjambres de eventos LP's, que indicaban una desgasificación del magma y probablemente contacto con agua subterránea. Para finales de ese mismo mes y principios de diciembre se presentaron exhalaciones importantes de ceniza. A mediados de diciembre se presentó el tremor armónico de alta amplitud lo que probablemente indicaba el emplazamiento de un domo de lava dentro del cráter, y finalmente la destrucción parcial de este domo los días 18 y 19, a finales de diciembre, principios de enero y el evento más explosivo en la historia actual del volcán, el 22 de enero del 2001.

La energía liberada sísmicamente en el mes de diciembre se dividió en: a) 19.55% para los enjambre de eventos volcano-téctónicos y exhalaciones, b) de 31.98% para el tremor armónico y c) de 49.47% para la erupción.

Debido al volumen emitido, así como el tipo de erupción y la altura de la pluma, el Índice de Explosividad de la erupción del 18 y 19 diciembre fue de VEI=2. Para la explosión del 22 de enero del 2001 se le asignó un valor de VEI=3.

El tremor armónico de gran amplitud que se registró en un corto tiempo en Diciembre del 2000, implicaba un crecimiento rápido y grande de un cuerpo de lava dentro del cráter, lo que podría ocasionar una erupción de tipo explosiva en los subsecuentes días, como ocurrió en diciembre del 2000 y enero del 2001. En base a la cuantificación de los parámetros de fuente del tremor armónico de diciembre del 2000, será posible compararlos con actividades volcánicas futuras del Popocatepetl y prever escenarios similares o mayores a los presentados el 18-19 de diciembre del 2000 ó el 22 de enero del 2001. Es por esta razón que el reconocimiento de estas señales puede ser considerado como precursor de actividades eruptivas explosivas en el volcán Popocatepetl.

BIBLIOGRAFIA

- Almedros J., Ibáñez J., Alguacil G., Del Pezzo E., Ortiz R. (1997). Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica. *Geophysical Research Letters*. Vol 24. No 23. pp 3069-3072.
- Araña-Saavedra V., Ortiz-Ramis R. (1984). *Volcanología*. Editorial Rueda. Madrid.
- Arciniega-Cevallos M. A. (1997). Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de 1994. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM. México. pp 80.
- Arciniega-Cevallos A., Valdés-González C., Dawson P. (2000). Temporal and spectral characteristics observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 102. pp 207-216.
- Armienta M. A., De la Cruz-Reyna S., Morton O., Cruz O., Cenicerros O. (2002). Chemical variations of tephra-fall deposit leachates for three eruptions from Popocatepetl volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 113. pp 61-80.
- Banks G., Tilling I. R., Harlow H. D., Ewert W. J. (1989). Vigilancia volcánica y pronóstico a corto plazo. 2-3 de julio. 1993. Santa Fé. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOVO. pp 51-82.
- Barberi F. B., Andi P. P. (1992). A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 52. pp 231-246.
- Benoit J., McNutt S. R. (1993). Volcanic earthquake swarm durations. *Eos Trans Am Geophysc Union* 74. 43 Suppl. pp 648.

Brandsdóttir B., Einarsson P. (1992). Volcanic tremor and low-frequency earthquakes in Iceland. In Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.). Volcanic Seismology. IAVCEI. Proc. Volcanol. 3. pp 212-222.

Chouet B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. Journal of Geophysical Research. Vol 90. noB2. pp 1881-1893.

Chouet B. A., Page R., Stephens C., Lahar J., Power J., (1994). Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 62. pp 95-135.

Chouet, B. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. Nature. Vol 380. pp 309-316.

De la Cruz Reyna S., Nolasco H., Ramos E., Degollado J. L., Castillo F. J., Velásquez C., Medrano A., González H., Romero H., Castellanos D. A. (1995). La red geodésica del volcán Popocatepetl para el monitoreo de la actividad volcánica. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 167-191.

De la Cruz-Reyna S., Reyes-Davila G. R. (2001). A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short-term forecasting at Colima volcano, México. Bulletin of Volcanology. Vol 63. Issue 5. pp 297-308.

Delgado G., Cárdenas G., Piedad S. (2002). Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 108. pp 107-120.

Del Pezzo E., Godano C., Gorini A., Martín M. (1992). Wave Polarization and Location of Source of the explosion Quakes at Stromboli Volcano. Volcanic Seismology. Editorial Springer-Verlag. pp 279-296.

Errasti O. U., Juárez G. J., Huerta R. M. (2000). Diseño e Implementación de un sistema automatizado para el monitoreo de deformaciones volcánicas en tiempo cuasi-real. Tesis de Licenciatura. UNAM. Facultad de Ingeniería.

Endo E. T., Murray T. (1991). Real_time seismic amplitud measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*. Vol 53. pp 533-545.

Gil-Cruz F. (1999). Observations of two special kinds of tremor at Galeras Volcano, Colombia (1989-1991). *Annali di geofisica*. Vol 42. No 3. pp 437-449.

Hidayat D., Voight B., Langston C., Ratdomopurbo A., Ebeling C. (2000). Broadband seismic at Merapi Volcano, Java, Indonesia: very-long-period pulses embedded in multiphase earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal research*. Vol 100. pp 215-231.

Ibáñez J., (1995). Sismología Volcánica. Departamento de vulcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. 50 pp.

Jaupart C. (2000). Magma ascent at shallow levels. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp 237-245.

Kawakatsu H., Kaneshima S., Matsubayashi H., Ohminato T., Sudo Y., Tsutsui T., Uhira K., Yamasato H., Ito H., Legrand D. (2000). Aso94: Aso seismic observation with broad band instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 101. pp 129-154.

Kiefer s. W. (1977). Sounds speed in liquids-gas mixtures: water-air and water-steam. *Journal Geophysic Research*. Vol 62. pp 95-135.

Latter J. (1979). Volcanological observations at Tongariro National Park 2 Types and classification of volcanic earthquakes 1976-1978. *Geophysics Division Rep No 150*. Dept Sci and Ind Res Wellington. pp 60.

Lermo J., Cuenca J., Chávez-García F. J., Huidobro A., Bermúdez M. L., Rodríguez M., Quass R., Sánchez-Sesma F. J., Nava E., Mijares H., Briones E. (1995). Características espectrales de temblores tipo-A, tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en Diciembre de 1994. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 139-166.

Macías J. L., Carrasco G., Siebe C. (1995). Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 79-91.

Martín Del Pozzo. A. L., Cifuentes N. G., Cabral C E., Sánchez R. G., Reyes M., Martínez B. A., García E., Arango G. C. (2002). Volcanomagnetic signals during the recent Popocatepetl (México) eruptions and their relation to eruptive activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 113. pp 415-428.

McNutt S. R. (1986). Observations and analysis of b-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 76. no.1. pp 153-175.

McNutt S. R. (1994). Volcanic tremor amplitud correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. Volcanic ash and aviation safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety. U.S. Geological Survey Bulletin 2047. pp 377 -385.

McNutt S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the State-of-the-Art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Scarpa R., Tilling R. I.(editores). Ed. Springer. Alemania. pp. 99-146.

McNutt S. R. Seismic Monitoring. (2000). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1095-1120.

McNutt S. R. Volcanic Seismicity. (2000). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1015-1034.

Minakami T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors). Physical Volcanology. Vol 6. Elsevier. Amsterdam, pp 1-27.

Mogi K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bulletin of Earthquake Research Institute. Vol 36. pp 99-134.

Morrissey M. M., Martin G. L. (2000). Vulcanian eruptions. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 463-475.

Murray J., Remer H., Locke C. (2000). Ground, deformation, gravity, and magnetic. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 1121-1140.

Newhall C. G., Self S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research. Vol 87. C2. pp 1231-1238.

Ohminato T., Eriditato D. (1997). Broadband seismic observations at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. Geophysical Research Letters. Vol 24. no22. pp 2845-2848.

Ohminato T. (1998). Broadband Analysis of Seismic Signal observed in and Around Active Volcanoes. Tesis. Geological Survey of Japan.

Pérez-Campos N. (2001). Difusión rectificada en el volcán Popocatepetl debido al sismo de $M_w=7.0$ del 15 de junio de 1999. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM. pp 94.

Power J. A., Lahr J. C., Page R. A., Chouet B. A., Stephens C. D., Harlow D. H., Murray T. L., Davies J. N. (1994). Seismic evolution of the 1989-90 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 62. pp 69-94.

Quass R., González R., Guevara E., Ramos E., De la Cruz-Reyna S. (1995). Monitoreo volcánico: instrumentación y métodos de vigilancia. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 25-76.

Rutherford M., Gardner J. (2000). Rates of magma ascent. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp 207-217.

Scherbaum F., Johnson J. (1992). Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis (PITSA). IASPEI Software Library Volumen 5.

Schick R., Lombardo G., Patane G. (1982). Volcanic tremors and shocks associated with eruptions at Etna (Sicily), September 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 14. pp 261-279.

Scott W. E. (1993). Los peligros volcánicos. Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. 2-3 de julio. 1993. Santa Fé. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOVVO. pp 9-24.

Seidl D., Hellweg M. (1991): Volcanic tremor recordings: polarization analysis, in *Volcanic Tremor and Magma Flow*. Edit by R. Shick and R Mugiono. KFA. pp 31-46.

Siebe C., Abrams M., Macías J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp 195-220.

Soto J., Lermo J. (1999). Análisis de las frecuencias dominantes de los tremores volcánicos del Popocatepetl. Simposio Internacional Volcán Popocatepetl. pp 37-38.

- Spera F. J. (2000). Physical properties of magma. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp 171-190.
- Stephens C., Chouet B. A., Page R. A., Lahar J. C., Power J. A. (1994). Seismological aspects of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska: the SSAM perspective. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 62. pp 153-182.
- Tilling R. I., Introducción y marco general (1993) Los peligros volcánicos, apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos. 2-3 de julio. 1993. Santa Fé. Nuevo México. E.U. editor Tilling R. I. WOVO. pp 1-8.
- Tsuruga K., Yomogida K., Honda S., Ito H., Ohminato T., Kawakatsu H. (1997). Spatial and temporal variations of volcanic earthquakes at Sakurajima Volcano, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol 75. pp 337-358.
- Valdés-González C., González-Pomposo G., Arciniega-Cevallos A., Pérez-Soto A. (1999). Variaciones temporales y espaciales de la sismicidad en el volcán Popocatepetl (Enero 1992 a Enero 1999). Simposio Internacional Volcán Popocatepetl. pp 40.
- Valdés C., González G., Arciniega A., Guzmán M., Nava E., Gutiérrez C., Santoyo M. (1995). Sismicidad del volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED. pp. 129-138.
- Valdés C., De la Cruz S., Martínez A., Quaas R., Guevara E. (2001). Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre 1994 a mayo 2001. Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria. CENAPRED. pp 21-41.